

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE CLERMONT

ANNÉE 1960

N° d'ordre 27

Série E

THÈSES

présentées pour obtenir
LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

par

Robert GIRAUDON

PREMIÈRE THÈSE :

La série basique de la Rianila et son cadre géologique dans la région de Tamatave à Madagascar

Soutenues publiquement le 28 septembre 1960 devant la Commission d'examen

JURY

MM. ROQUES	Président
P. LAPADU-HARGUES	} Examinateurs
J.-M. PETERLONGO	

G. DE BUSSAC
CLERMONT-FERRAND

*Publié dans les Mémoires
du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548606_0012

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE CLERMONT

ANNÉE 1960

N° d'ordre 27

Série E

THÈSES

présentées pour obtenir
LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

par

Robert GIRAUDON

PREMIÈRE THÈSE :

La série basique de la Rianila et son cadre géologique dans la région de Tamatave à Madagascar

Soutenues publiquement le 28 septembre 1960 devant la Commission d'examen

JURY

MM. ROQUES	Président
P. LAPADU-HARGUES	} Examinateurs
J.-M. PETERLONGO	

G. DE BUSSAC
CLERMONT-FERRAND

*Publié dans les Mémoires
du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*

UNIVERSITÉ DE CLERMONT

FACULTÉ DES SCIENCES

DOYEN

M. RÉMY, Chimie industrielle.

DOYENS HONORAIRES

MM. DUBOIS, Physique.
HOVASSE, Zoologie.
DELANGE, Professeur à la Sorbonne.

ASSESEUR

M. DUBOIS, Physique.

PROFESSEURS HONORAIRES

MM. JUNG, Professeur à la Sorbonne.
MANDELBROJT, Professeur au Collège de France.
GAUTHIER, Maître de Conférences honoraire.
DELANGE, Professeur à la Sorbonne.

PROFESSEURS

MM. DUBOIS, Physique.
HOVASSE, Zoologie.
CHAZE, Botanique.
RAMBAUD, Chimie minérale.
RÉMY, Chimie industrielle.
BLANC, Mécanique rationnelle.
ROQUES, Géologie et Minéralogie.
LAPADU-HARGUES, Minéralogie.
TRUFFAUD, Chimie industrielle.
LUTZ, Zoologie.
RAOULT, Physique.
SAMUEL, Calcul différentiel.
KRASNER, Algèbre supérieur.
CHAMPAGNAT, Botanique.
DUPLESSIS-KERGOMARD, Chimie.

PROFESSEURS SANS CHAIRE

MM. COMBES, Physique.
PARIAUD, Chimie-Physique.
AVAN, Physique.

MAITRES DE CONFÉRENCES

Mme HENNEQUIN, Mathématiques.
Mlle BERTHET, Physique.
M. DE PUYTORAC, Biologie.
Mme AVAN, Physique.
M. HENNEQUIN, Mathématiques.
Mme LAFOND, Mathématiques.
MM. PETERLONGO, Géologie.
DELOST, Physiologie animale.
LOISEAU, Botanique.

SECRÉTAIRE PRINCIPAL

M. BRETAGNE.



LA SÉRIE BASIQUE DE LA RIANILA
ET SON CADRE GÉOLOGIQUE
DANS LA RÉGION DE TAMATAVE

SOMMAIRE

	Pages
AVANT-PROPOS.	7
RÉSUMÉ.	9
INTRODUCTION	11

PREMIÈRE PARTIE

LA SÉRIE DE LA RIANILA ET SON CADRE GÉOLOGIQUE

Chapitre Premier

DÉFINITION DE LA SÉRIE DE LA RIANILA

A. — Les grands ensembles géologiques de la région de Tamatave.....	15
B. — Solution à un problème stratigraphique.....	16
C. — But de cette étude	16

Chapitre II

LA SÉRIE DE LA RIANILA ET SON CADRE GÉOLOGIQUE DANS LA RÉGION DE MAROSERANANA

A. — Travaux antérieurs.....	17
B. — Aperçu géographique.....	17
1 ^o . — <i>Les grands ensembles géologiques</i>	18
A. — La série de la Rianila	18
B. — Le groupe de Beforona.	20
C. — Le groupe de Manampotsy	25
D. — Les migmatites granitoïdes de Brickaville	27
E. — Les migmatites granitoïdes du Zanaharibe.....	28
F. — Les roches éruptives récentes.....	28
2 ^o . — <i>Tectonique</i>	29
3 ^o . — <i>Ressources minérales</i>	29

Chapitre III

LA SÉRIE DE LA RIANILA ET SON CADRE GÉOLOGIQUE DANS LA RÉGION ANTANAMALAZA-FOULPOINTE

A. — Travaux antérieurs.....	33
B. — Aperçu géographique.....	33
1 ^o . — <i>Les grands ensembles géologiques</i>	34
A. — La série de la Rianila.....	35
B. — La série d'Ambodiriana.	37
C. — Le groupe du Manampotsy.....	43
D. — Les roches éruptives récentes.....	45
E. — Les formations sédimentaires	45
2 ^o . — <i>Tectonique</i>	46
3 ^o . — <i>Ressources minérales</i>	46

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET CHIMIQUE DE LA SÉRIE DE LA RIANILA

Chapitre IV

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ROCHES BASIQUES

A. — Etude micrographique	52
B. — Zonéographie	54
C. — Conclusion à l'étude pétrographique	55

Chapitre V

ÉTUDE CHIMIQUE DES ROCHES BASIQUES ET DE LEURS TRANSFORMATIONS

A. — Discussion sur la rigueur des calculs pétrographiques employés	57
B. — Paramètres C.I.P.W.	60
C. — Paramètres de Niggli	61
D. — Comparaison des « standard cells ».	62
E. — Comportement du titane.	65
F. — Conclusion à l'étude des roches basiques	67

Chapitre VI

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ROCHES ULTRABASIQUES

A. — Etude micrographique des roches ultra-basiques peu modifiées (résiduelles).	69
B. — Etude micrographique des roches ultra-basiques transformées.....	72
C. — Zonéographie.	75
D. — Conclusion à l'étude pétrographique.....	75

Chapitre VII

ÉTUDE CHIMIQUE DES ROCHES ULTRA-BASIQUES ET DE LEURS TRANSFORMATIONS

A. — Paramètres C.I.P.W.	77
B. — Paramètres de Niggli.....	81
C. — Comparaison de volumes égaux de roches	84
D. — Comportement du nickel au cours du métamorphisme.....	90
E. — Conclusion à l'étude des roches ultra-basiques.....	90

Chapitre VIII

LA MINÉRALISATION CHROMIFÈRE DES ROCHES ULTRA-BASIQUES

A. — Description des indices et des gisements de chromite.....	93
B. — Etude pétrographique des chromitites	96
C. — Caractères chimiques des chromites.	97
D. — Conclusion à l'étude de la minéralisation chromifère	100

Chapitre IX

CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES ET GÉOCHRONOLOGIE

A. — Parallèle entre la série de la Rianila et la série d'Andriamena	101
B. — Cartographie généralisée de la région de Tamatave	102
C. — Etude de quelques coupes.	103
D. — Géochronologie	106

CONCLUSION GÉNÉRALE	109
---------------------------	-----

BIBLIOGRAPHIE	111
---------------------	-----

PLANCHES HORS-TEXTES :

Figures	113
Planches photographiques.	133
RÉPERTOIRE DES TABLEAUX	147
RÉPERTOIRE DES PLANCHES HORS-TEXTE	148
TABLE DES MATIÈRES.	149

AVANT-PROPOS

C'EST à Monsieur le Doyen PATTE, Professeur à l'Université de Poitiers, que je suis redevable de l'orientation de mes études et de l'acquisition de mes premières connaissances dans le domaine des Sciences de la Terre. Aussi est-ce à lui que je réserve mon premier hommage.

Venu à Clermont-Ferrand en 1952 pour y terminer ma licence, je pus bénéficier du magistral enseignement de Monsieur le Professeur ROQUES auprès duquel ma vocation de géologue ne fit que se confirmer. Grâce à lui, j'abordais la pétrographie sous un angle nouveau et je me préparais avec enthousiasme à mon futur métier. Sur le terrain, il m'apprit à démêler les faits essentiels, à les extraire d'un ensemble de données qui me semblaient bien souvent inextricables. Quand plus tard j'en vins à l'élaboration de ce mémoire, il a guidé mes recherches en me prodiguant avec bienveillance ses critiques constructives et en m'invitant à partager un peu de sa vaste connaissance des terrains métamorphiques. Je le prie de trouver ici l'expression de ma très profonde gratitude.

En complément à cette précieuse formation, la pensée originale de Monsieur le Professeur LAPADU-HARGUES eut une influence capitale sur ma conception des problèmes géologiques et je lui exprime mes remerciements pour la sollicitude avec laquelle il a bien voulu, en maintes occasions, me dispenser ses conseils éclairés.

Enfin, il serait ingrat de ma part de passer sous silence les entretiens fructueux et toujours amicaux que m'a accordés Monsieur PETERLONGO, Maître de Conférences, ainsi que ses remarques pertinentes sur certains points délicats de mes recherches.

En 1956, j'arrivai à Madagascar où j'eus le privilège de servir sous les ordres de Monsieur BESAIRIE, Membre Correspondant de l'Institut, Géologue en Chef Hors Classe. A mes élans parfois maladroits de débutant, il imposa son expérience de trente années de géologie malgache, sa parfaite connaissance des problèmes de la Grande Ile et ses remar-

quables qualités d'organisateur. Sous sa direction, je me suis livré, sur la côte orientale malgache, à une série d'études qui, grâce à son appui bienveillant, devinrent les éléments de base du présent ouvrage. Qu'il veuille bien agréer le témoignage de ma très sincère reconnaissance.

Je tiens à remercier aussi tous mes collègues et amis du Service Géologique de Tananarive pour la contribution efficiente que chacun a apportée, plus ou moins directement à l'édification de ma thèse : Messieurs BÉHIER, BERTUCAT, DELBOS, DOTTIN, EMBERGER, GIRAUD, LAPLAINE, LAUTEL, MARCHAL, NOIZET, RANTOANINA et RUF, ainsi que mes deux fidèles compagnons de tournée, Messieurs RAHOLIMANGA et RASAMIMANANA. Je réserve un hommage tout particulier à Monsieur BRENON, Maître de Conférences à l'Ecole des Sciences de Tananarive, qui fut pour moi un ami compréhensif et expérimenté en même temps qu'un guide exceptionnel pour mes études micrographiques.

A mon retour à Clermont-Ferrand, je trouvai toujours avec le même plaisir l'ambiance sympathique du Laboratoire de Géologie et de Minéralogie et l'accueil plein de cordialité de mes Maîtres auxquels j'exprime une fois encore toute ma gratitude ainsi qu'à Messieurs MAISONNEUVE, DIDIER, Chefs de Travaux, à Mademoiselle ORLIAC, Chimiste, à Messieurs BONHOMME et VIALETTE, Chargés de Recherche au C.N.R.S., et à tout le personnel du Laboratoire, pour l'aide que chacun m'a accordée.

Je terminerai en remerciant également Monsieur DEBRIE, Directeur du Département Mines de la Société d'Electro-Chimie et d'Electro-Métallurgie d'Ugines, ainsi que Messieurs MASCLANIS, BLANC et PARIS, pour la documentation qu'ils ont bien voulu me fournir et pour l'aimable accueil qu'ils m'ont toujours réservé sur le chantier de prospection de Ranomena.

R É S U M É

SUR la côte E de Madagascar, nous avons levé de 1957 à 1959 les coupures au 1/100.000^e Antanamalaza-Foulpointe et Maroseranana, situées respectivement à 50 km au N et 80 km au SW de Tamatave. Quelques coupes et de petits itinéraires nous ont permis de raccorder nos levés à ceux, anciens ou récents, effectués dans la même région. A la suite de H. BESAIRIE, nous avons distingué quatre unités stratigraphiques qui servent de cadre géologique à de nombreuses roches basiques et ultrabasiques dont l'étude détaillée a constitué l'essentiel de notre travail. Ces quatre unités sont :

— Le groupe de Beforona (Système du Vohibory) : il est composé essentiellement de gneiss à amphibole et d'amphibolites (à épidote et sphène) peu migmatisés dont l'intensité métamorphique correspond à la zone des gneiss supérieurs dans la zonéographie de J. JUNG et M. ROQUES. Ces gneiss reposent en position synclinale sur le groupe du Manampotsy (Système du Graphite) et longent la falaise Betsimisaraka.

— La série d'Ambodiriana (Système du Vohibory) : elle comprend des migmatites à biotite au sein desquelles des amphibolopyroxénites, des micaschistes à sillimanite, disthène ou staurotide, et des quartzites à sillimanite, fuchsite ou grenat forment des septa importants dont l'intensité métamorphique va, sous l'effet d'une diaphtorèse, de la zone des gneiss inférieurs à celle des gneiss supérieurs. Elle est chevauchée, à l'W de Tamatave, par les formations du groupe du Manampotsy déversées vers le N et pourrait représenter un équivalent oriental du groupe de Beforona.

— Le groupe du Manampotsy (Système du Graphite) : il est surtout formé de gneiss graphiteux à sillimanite (zone des gneiss inférieurs) et de migmatites. Il se place géométriquement entre le groupe de Beforona et la série d'Ambodiriana.

— Les migmatites granitoïdes de Brickaville : elles s'apparentent aux granites syncinématiques de E. RAGUIN et sont ponctuées de gros grenats. Elles forment une lame submérienne large de 10 à 20 km, intercalée soit dans les gneiss du groupe du Manampotsy, soit directement entre les différents termes du Système du Vohibory.

Dans ces formations sont interstratifiés des massifs importants et des sills de roches basiques ainsi que de petits massifs lenticulaires de roches ultrabasiques dont l'origine exclusive-ment éruptive ne fait aucun doute. Bien que localisées préférentiellement dans le Système du Vohibory, certaines de ces roches affleurent également dans le Système du Graphite. Nous les avons donc rassemblées en une Série nouvelle, la Série de la Rianila, indépendante des formations paragneissiques du socle.

Dans les roches basiques, nous avons pu observer toutes les formes de transition à partir de norites et de gabbros noritiques (à olivine) jusqu'à des orthoamphibolites et des charnockites. La transformation en orthoamphibolites s'opère par un broyage et un laminage plus ou moins intense des roches éruptives primitives qui aboutissent d'une part, à des structures cataclastiques en mortier ou mylonitiques, d'autre part, par une recristallisation progressive, à une association de hornblende de néo-formation, de plagioclase résiduel et de grenat en auréoles réactionnelles. L'étude des paragénèses montre que les roches basiques ont subi un métamorphisme de même intensité que les gneiss qui les enserrent. La transformation en charnockite diffère de la précédente par la faible ouralitisaiton de l'hypersthène tandis que le labrador recristallise en plagioclases plus acides et que se développent du quartz et du microcline de néoformation. Une étude chimique conduite à partir des paramètres de NIGGLI et des « standards cells » de T. BARTH a montré que le passage des roches basiques aux orthoamphibolites n'est marqué que par un accroissement des teneurs en fer et en titane. Par contre, la charnockitisation s'accompagne d'un départ de fer, de magnésium et de calcium, compensé par un apport en silicium, en sodium et en potassium.

Les roches ultrabasiques se présentent sous forme de petits massifs qui sont alignés suivant des fractures anciennes de même direction que la schistosité actuelle du socle. Chaque massif se décompose en plusieurs petites lentilles plus ou moins étroitement interstratifiées dans les schistes cristallins encaissants. Les roches éruptives résiduelles sont des enstatites, des saxonites et des harzburgites, exceptionnellement des lherzolites ou des wherlites. Tous les termes de transition existent entre ces roches et les amphibolites chloriteuses ou talqueuses, les soapstones et les serpentine qui en dérivent. Une étude chimique axée sur un calcul dérivé de celui de B. BRAJNIKOV nous a apporté les résultats suivants :

— Les roches ultrabasiques résiduelles semblent retenir des quantités d'eau d'autant plus importantes qu'elles sont plus riches en olivine. On peut donc dire, suivant l'expression de P. ESKOLA, que ces roches ont « une plus grande perméabilité » et sont par conséquent plus sensibles que d'autres à un métamorphisme de type hydrothermal. Ainsi, H.S. YODER ayant montré qu'un excès de vapeur d'eau pouvait conduire à des associations minérales de type « schiste vert » même dans les zones de haute intensité métamorphique, les disparités zonéographiques relevées entre les roches ultrabasiques et leur cadre géologique ne sont probablement qu'apparentes.

— Les transformations des roches ultrabasiques au cours du métamorphisme hydrothermal s'accompagnent d'une chute importante de leur concentration atomique.

— Les échanges de cations portent essentiellement sur un départ massif du magnésium compensé partiellement, suivant la nature des terrains encaissants, par un apport en calcium ou en aluminium.

Les roches ultrabasiques de la série de la Rianila contiennent, au NW de Tamatave, une minéralisation chromifère qui s'exprime par des petites ségrégations lenticulaires, souvent conformes à la schistosité, dans quelques massifs privilégiés alignés suivant des zones de dislocation bien définies. Ces ségrégations sont primaires et n'ont été le plus souvent que peu affectées par le métamorphisme. Les chromites de la région de Tamatave sont riches en fer mais certaines sont utilisables néanmoins en métallurgie comme minerai d'appoint.

Pour terminer cette étude, nous avons mis en relief la correspondance qui existe entre la série basique de la Rianila et la série basique d'Andriamena définie et étudiée par P. GIRAUD en 1958. A la ressemblance de leur composition lithologique et de leur origine, ces deux séries joignent une analogie de leur mode de gisement. Nous avons admis que leur mise en place était contemporaine, c'est-à-dire postérieure au premier cycle orogénique malgache (2.600 MA), probablement antérieure à la minéralisation en galène de Besakay (1.850 MA) et certainement antérieure au rétomorphisme de la série d'Ambodiriana (500 MA) et aux dernières migmatisations qui ont affecté le Système du Vohibory (400 MA ?).

INTRODUCTION

DE 1958 à 1959, j'ai reçu pour mission de lever et de prospector, près de Tamatave, les coupures au 1/100 000 suivantes, dont la localisation est donnée sur la carte de la planche 1 :

Feuille Maroseranana (T 46).

Feuilles Antanamalaza-Foulpointe (UVW 44).

De ce travail, j'ai tiré les éléments du présent mémoire, dans lequel je me consacrerai essentiellement à l'étude des roches basiques et ultrabasiques de la région de Tamatave, ainsi qu'aux roches cristallophylliennes qui leur servent de cadre géologique. Aussi, mon propos n'étant pas d'écrire une monographie, ne donnerai-je que des cartes simplifiées et des schémas à petite échelle. Toutefois, je signale que les cartes géologiques au 1/100 000 (publiées en 1959), les cartes de position de batées et les minutes établies à la fin de chacune de mes missions peuvent être consultées à la bibliothèque du Service Géologique de Madagascar, ainsi que les fiches de détermination des concentrés et la liste des échantillons avec leur localisation. De même sont conservés à Tananarive les échantillons type et les lames minces qui m'ont servi dans cette étude.

PREMIÈRE PARTIE

LA SÉRIE DE LA RIANILA
ET SON CADRE GÉOLOGIQUE

CHAPITRE PREMIER

DÉFINITION DE LA SÉRIE DE LA RIANILA

A. — LES GRANDS ENSEMBLES GÉOLOGIQUES DE LA RÉGION DE TAMATAVE

Les grands ensembles (planche 7) qui ont été cartographiés jusqu'ici dans la région de Tamatave sont le groupe de Beforona, le groupe du Manampotsy, la série d'Ambodiriana, les migmatites granitoides de Brickaville et des roches éruptives anciennes (gabbros, roches ultrabasiques) ou récentes (microgranites, dolérites) :

a) *Le Groupe de Beforona.*

En 1951-1952, H. BESAIRIE et L. LAPLAINE désignent ainsi les gneiss à amphibole et les amphibolites qui affleurent au Nord et au Sud de Beforona, localité située au km 171 de la route Tananarive-Tamatave. L'abondance caractéristique de l'amphibole a conduit H. BESAIRIE à ranger ce groupe dans le Système du Vohibory.

b) *Le Groupe du Manampotsy.*

Il a été défini par J. GUIGUES (1950) dans la région de Vatomandry-Anosibe et choisi par H. BESAIRIE (1954) comme groupe-type du Système du Graphite. Il doit son originalité à l'abondance, dans une série gneissique, des niveaux à graphite et sillimanite, à la présence sporadique de pyroxénoamphibolites wernéritiques et à la manifestation d'une migmatisation intermittente qui aboutit à des roches très leucocrates. Dans la région de Tamatave, le groupe du Manampotsy affleure à l'Est du groupe du Vohibory.

c) *La Série d'Ambodiriana.*

Cette appellation (du nom d'un gros village de la vallée de l'Ivoloina) a été créée par H. BESAIRIE et R. GIRAUDON en 1959, pour désigner un ensemble migmatitique — à niveaux d'amphibolo-pyroxénites, de micaschistes et de quartzites — qui succède aux formations du groupe du Manampotsy, au Nord et au Nord-Ouest de Tamatave.

d) *Les migmatites granitoïdes de Brickaville.*

Pour L. LAPLAINE et H. BESAIRIE (1952) « elles constituent une importante formation qui s'allonge sur 500 km le long de la côte orientale » et s'intercale dans la région de Tamatave

dans les formations du groupe du Manampotsy. Ce sont des roches claires, rubanées ou amygdalaires, avec de gros grenats entourés d'amphibole et de biotite. Elles sont associées à des malgachites charnockitiques.

e) *Les roches éruptives basiques anciennes.*

Signalées par A. LACROIX en 1923 dans le massif de l'Andriantantely (gabbros), elles ont été cartographiées pour la première fois par L. LAPLAINE (1950). En 1959, nous avons montré le rôle important qu'elles tenaient dans la constitution du socle cristallin de la feuille Maroseranana. Dans la même région, des roches ultrabasiques anciennes s'adjoignent aux roches basiques et forment de nombreux petits massifs. Dans les feuilles Antanamalaza, Foulpointe et Tamatave, seules les roches ultrabasiques sont représentées.

f) *Les roches éruptives récentes.*

Connues depuis longtemps et maintes fois décrites, elles recoupent sous forme de dykes toutes les autres formations. Ce sont des microgranites, des dolérites et des basaltes.

B. — SOLUTION A UN PROBLÈME STRATIGRAPHIQUE

Les roches éruptives basiques anciennes de la région de Tamatave qui sont interstratifiées dans les schistes cristallins conservent à l'état de reliques les caractères éruptifs de leur origine première et se répartissent en majorité dans le groupe de Beforona (Système du Vohibory) mais aussi dans le groupe du Manampotsy (Système du Graphite). On ne peut donc les rattacher à aucun des groupes antérieurement décrits. Il n'est pas davantage possible de les traiter comme de simples roches éruptives puisqu'elles sont interstratifiées dans des schistes cristallins et qu'elles se sont elles-mêmes transformées, pour leur plus grande part, en orthogneiss. Pour résoudre ce problème, nous proposons de désigner les *roches éruptives basiques et ultrabasiques anciennes de la région de Tamatave* en créant une nouvelle série : la *série de la Rianila*. Elle a été définie dans la feuille Maroseranana et a emprunté son nom au fleuve Rianila qui, avec ses affluents, recoupe de nombreux sills de gabbros anciens, des orthoamphibolites, ainsi que beaucoup de petits massifs de roches ultrabasiques transformées en soapstones ou en amphibolites. Par extension, nous y intégrerons également toutes les roches ultrabasiques anciennes des feuilles Tamatave, Foulpointe, Antanalalaza et Ambodilazana.

C. — BUT DE CETTE ÉTUDE

La série de la Rianila ainsi présentée, nous nous proposons d'étudier d'abord son contexte géologique dans les régions de Maroseranana et d'Antanamalaza-Foulpointe puis d'examiner ensuite les caractères pétrographiques des roches basiques et ultrabasiques, leurs transformations chimiques sous l'effet du métamorphisme, la nature des minéralisations liées aux roches ultrabasiques ; enfin nous terminerons par un essai de synthèse stratigraphique et chronologique pour la région de Tamatave, en tenant compte des parentés étroites qui existent entre la série de la Rianila et la série d'Andriamena, définie par P. GIRAUD (1958) au Nord de Tananarive.

CHAPITRE II

LA SÉRIE DE LA RIANILA ET SON CADRE GÉOLOGIQUE DANS LA RÉGION DE MAROSERANANA

CETTE région, dont le centre se trouve à 140 km à l'Est de Tananarive et à 80 km au Sud-Ouest de Tamatave, est limitée au Sud par la rivière Vohitra, à l'Est par la rivière Iampanga et à l'Ouest par la falaise Betsimisaraka. Elle dépend administrativement du district de Brickaville et correspond à la coupure T. 46 de la carte au 1/100 000 de Madagascar.

A. — TRAVAUX ANTÉRIEURS

L. LAPLAINE lève, en 1949, la première esquisse géologique de la région : feuilles Brickaville et Moramanga au 1/200 000^e. Dans l'étude géologique qui complète cette carte, il distingue les gneiss du groupe du Manampotsy (définis par J. GUIGUES plus au Sud) des migmatites granitoïdes de Brickaville et donne en outre un contour au massif gabbroïque de l'Andriantantely. En 1952, H. BESAIRIE sépare le groupe de Beforona (Système du Vohibory) du groupe du Manampotsy (Système du Graphite).

B. — APERÇU GÉOGRAPHIQUE

Orographie. — La région étudiée est accidentée et l'altitude croît d'Est en Ouest de quelques centaines à un millier de mètres. Le réseau hydrographique a fortement érodé le pays et modelé un relief en creux. Les principaux massifs sont séparés par des vallées très encaissées. Ce sont : les massifs de l'Andriantantely (698 m), de Jedaka (802 m), de Marovato (659 m), de l'Andrey (966 m), de Mahala (1 007 m), de l'Ankera (1 190 m) et le massif du Zanaharibe dont le point culminant est situé en dehors de la zone qui nous intéresse.

Hydrographie. — Le réseau hydrographique, d'une grande densité, dépend entièrement du fleuve Rianila. Les principaux affluents de la Rianila sont sur la rive gauche : la Beanana, la Teza et la Iampanga ; sur la rive droite : la Sahandranotra et la Vohitra dont le confluent se situe près d'Anivorano-Est, à 15 km au SE de la feuille Maroseranana. Tous ces cours d'eau roulent un important débit qui devient considérable pendant les crues de la fin de la saison des pluies. La Rianila et la Vohitra ont un régime torrentiel et ne deviennent navigables qu'en dehors des limites de la carte.

Végétation. — La forêt primaire ombrophile recouvre la totalité de la région, à l'exception des basses vallées où elle a été brûlée et remplacée par la savoka (végétation broussailleuse où dominent les fougères et l'arbre du voyageur).

Climatologie. — Le climat est chaud et pluvieux. La nébulosité est toujours importante et les précipitations constantes avec un minimum en octobre et novembre et un maximum de décembre à avril. Les variations entre les températures diurnes et nocturnes atteignent une dizaine de degrés en juin et juillet.

Démographie. — Excepté quelques immigrants hovas, la région est peuplée de Betsimisaraka qui se concentrent le long des principales vallées et délaissent les hauteurs boisées de la partie occidentale.

Voies de communications. — Voie ferrée : la ligne Tananarive-Tamatave longe la vallée de la Vohitra au Sud de la carte. Elle est jalonnée par les stations de Rogez (km 194), de Junck (km 209), de Mouneyres (km 226) et de Géraud (km 240).

Pistes automobiles : ouverte seulement en saison sèche, une piste relie Maroseranana à Brickaville. Elle n'est accessible qu'aux véhicules légers à deux ponts, et devient impraticable par temps de pluie.

Quelques pistes pour piétons, bien entretenues, permettent de joindre les villages les plus importants tandis que la zone boisée reste difficilement pénétrable.

Ressources agricoles. — Les Betsimisaraka cultivent le riz, soit en rizières, soit à flanc de colline, le café et le girofle. Bananes, oranges, letchis et ananas mûrissent dans toute la région mais ne sont commercialisés qu'à proximité de la voie ferrée.

Ressources minières. — Le graphite et l'or ont été exploités autrefois, la plupart du temps à une échelle artisanale. Le gisement d'or de Marovato a fait l'objet d'importants travaux de recherches restés sans suite.

1^o) LES GRANDS ENSEMBLES GÉOLOGIQUES

Le substratum de la région de Maroseranana est entièrement constitué de schistes cristallins d'origines diverses qu'ont traversé des dykes de roches volcaniques récentes. Ces schistes cristallins comprennent la série de la Rianila et son cadre géologique formé par le groupe de Beforona, le groupe du Manampotsy, les migmatites granitoïdes de Brickaville et celles du Zanaharibe. Nous présenterons en premier lieu le mode de gisement des diverses formations de la série de la Rianila, puis nous examinerons succinctement les ensembles qui lui servent de cadre géologique. Nous esquisserons enfin les caractères principaux des roches volcaniques et la tectonique de la région.

A. — LA SÉRIE DE LA RIANILA

La série de la Rianila, dans la région de Maroseranana où elle a été définie, comprend des roches basiques et des roches ultrabasiques dont nous étudierons successivement les modes de gisement (planche 2) :

1) MODE DE GISEMENT DES ROCHES BASIQUES.

A. LACROIX le premier (1923), a décrit sommairement quelques orthopyroxénites mais ce n'est qu'en 1949 que L. LAPLAINE a mis en évidence leur importance en fixant les limites du massif de l'Andriantantely. Pour notre part, nous avons découvert un deuxième massif, celui de l'Ankera, ainsi que de nombreux sills gabbroïques interstratifiés dans le groupe de Beforona.

a) *Le massif de l'Andriantantely.*

Il s'intègre dans le quart SE de la feuille Maroseranana, entre les cours de la Rianila et de la Vohitra. Il correspond à une région montagneuse (point culminant 693 m au mont Andriantantely) et boisée qui a été profondément entaillée par la Rianila. Les gabbros occupent une aire qui a la forme d'un croissant orienté NW-SE, convexe vers le SW et dont les dimensions maximales sont 23 km de long sur 8 km de large.

Géologiquement, ce massif gabbroïque se trouve interstratifié dans les gneiss de Beforona qui le moulent étroitement, sauf dans sa partie orientale où une protubérance (13 km carrés environ) affleure dans les gneiss du Manampotsy. A hauteur de la Rianila, les gabbros épaississent le flanc normal d'un vaste anticlinal déversé vers l'Ouest qui traverse du Nord au Sud toute la feuille Maroseranana. Sur le flanc inverse de cet anticlinal, les gabbros ne sont représentés que par quelques sills importants, localisés au Nord de Loharindava. Cette disposition est typiquement celle d'un *phacolithe* (ployé dans un anticlinal déversé) qui, enraciné dans l'Est de la feuille Maroseranana, va en s'amincissant vers l'Ouest.

Les contours de ce phacolithe ne sont pas réguliers car de nombreuses protubérances gabbroïques s'insinuent en concordance dans les gneiss du Beforona, parfois sur plusieurs kilomètres. Ces gneiss du Beforona se retrouvent d'ailleurs en petites enclaves dans les gabbros (région de Lalona).

Les roches qui constituent le phacolithe de l'Andriantantely sont des gabbros résiduels à texture équate et à grain moyen, des orthopyroxénites à texture rubanée (planche 19, photo 4) ou même amygdalaire ainsi que des orthoamphibolites souvent mélanocrates. A l'intérieur du phacolithe, les différents types de roche s'imbriquent de façon anarchique, sauf dans sa partie orientale où les roches sont peut-être moins tectonisées. Les roches les plus écrasées ont la propriété de se débiter en grandes dalles comme le feraient des ardoises (planche 19, photo 1).

b) *Le massif de l'Ankera.*

Il est situé au Nord de la feuille Maroseranana, dans une zone montagneuse et boisée, qui culmine au mont Ankera à 1 190 m. Seule sa partie occidentale, traversée du Nord au Sud par la vallée de la Teza, a pu être cartographiée avec précision. Nous avons dessiné schématiquement la zone orientale en interprétant les photographies aériennes (assez lisibles) et en examinant la nature des galets roulés par les ruisseaux qui descendent des points inaccessibles.

Le massif de l'Ankera se présente avec une forme ramassée dont les plus grandes dimensions sont 16 km $\times$ 9 km. Il est entièrement moulé par des gneiss (non loin de leur limite avec le groupe du Manampotsy) et repose dans une large gouttière synclinale qui va en se rétrécissant vers le Sud.

Les roches qui le constituent sont les mêmes que celles du phacolithe de l'Andriantantely (planche 19, photo 2) et dans la vallée de la Teza, la répartition des différents faciès de transformation des gabbros ne suit aucune loi.

c) *Autres affleurements de gabbros anciens.*

En dehors des deux grands massifs que nous venons de décrire, il existe encore dans la feuille Maroseranana de nombreux sills, épais de quelques centaines de mètres qui se poursuivent sur plusieurs kilomètres. Il en est de particulièrement nombreux qui jalonnent l'approche du phacolithe de l'Andriantantely lorsqu'on remonte le cours de la Rianila, à partir de Fetraomby.

2) MODE DE GISEMENT DES ROCHES ULTRABASIQUES.

Les roches ultrabasiques ne forment dans la feuille Maroseranana que de petits massifs (allongés suivant la schistosité des formations encaissantes) dont les plus grandes dimensions excèdent rarement un ou deux kilomètres. Pour la plupart, ils sont interstratifiés dans les

gneiss du groupe de Beforona, mais ils affleurent également dans la masse des gabbros ou des orthoamphibolites de l'Andriantantely et dans les couches supérieures du groupe du Manampotsy. Chaque massif a été cartographié schématiquement sous la forme d'une petite ellipse plus ou moins régulière (planche 2) qui limite l'aire des affleurements. A une échelle plus réduite que le 1/100 000^e, il conviendrait de séparer à l'intérieur de chaque massif plusieurs petites loupes de roches ultrabasiques isolées par des septa des schistes cristallins encaissants. Ces massifs de roches ultrabasiques sont particulièrement abondants près de la grande boucle de la Vohitra, au Nord du tunnel Galliéni (Chemin de fer T.C.E.) où deux alignements forment une intersection :

— Un alignement E-W, perpendiculaire à la schistosité des formations cristallophylliennes et qui suit de près le cours de la Vohitra.

— Un alignement subméridien qui prend naissance près du tunnel Galliéni et se conforme approximativement à la schistosité générale en traversant toute la feuille Maroseranana.

Au Sud de Maroseranana, un petit alignement d'importance secondaire, long d'une dizaine de kilomètres s'oriente d'Est en Ouest.

Des amphibolites chloriteuses ou talqueuses, des soapstones et exceptionnellement des saxonites résiduelles (près d'Andeka, au Nord de Maroseranana) sont les roches constituant de ces massifs ultrabasiques.

B. — LE GROUPE DE BEFORONA

Dans la feuille Maroseranana, le groupe de Beforona forme la presque totalité du cadre géologique de la série de la Rianila. Il est limité à l'Ouest par les migmatites granitoïdes du Zanaharibe et à l'Est par les gneiss graphiteux du groupe du Manampotsy. Il occupe une bande large de 30 km qui traverse la feuille Maroseranana dans toute sa hauteur (planche 2) et au sein de laquelle est interstratifiée une notable partie des roches basiques et ultrabasiques de la série de la Rianila. Il repose en position synclinale sur le groupe du Manampotsy et se compose essentiellement de gneiss et d'amphibolites (ectinites) assez peu migmatisés dont nous ferons une étude pétrographique rapide :

1) PÉTROGRAPHIE DES ECTINITES.

Des gneiss à amphibole et des amphibolites confèrent, par leur abondance, son originalité au groupe de Beforona. Dans ces roches s'intercalent des niveaux migmatitiques, des bancs de gneiss à biotite ou à deux micas, quelques quartzites et micaschistes à sillimanite qui donnent des niveaux repérables sur plusieurs kilomètres, et des quartzites à magnétite et grünérite.

Gneiss à amphibole. — Ils sont mésocrates et hétérogènes ; la plupart des affleurements montrent une alternance de bandes parallèles larges de quelques centimètres, mélanocrates et leucocrates. Dans les bandes mélanocrates, l'amphibole domine et le passage à des amphibolites est fréquent ; les bandes leucocrates sont nettement quartzo-feldspathiques. Les zones riches en amphibole peuvent aussi affecter la forme d'ellipses irrégulières et très aplaties. Des filonnets blancs, tantôt concordants, tantôt discordants, exclusivement composés de quartz et de feldspath, quadrillent certains affleurements. Nous avons également relevé quelques types de texture finement œillée.

L'étude micrographique de 26 de ces gneiss est résumée dans le tableau suivant :

Minéraux	Principaux					Secondaires			D'altération		Accessoires		
	Q	Pl	Hv	B	G	Ep	Sp	O	Ca	Chl	A	Z	Mi
Fréquence.....	26	26	26	14	3	13	14	5	9	7	13	3	9

Q = Quartz ; O = orthoclase ; Pl = plagioclase ; Hv = hornblende ; B = biotite ; G = grenat ; Ep = épidote ; Sp = sphène ; Ca = calcite ; Chl = chlorite ; A = apatite ; Z = zircon ; Mi = minéral.

La structure est granoblastique ou hétéroblastique, peu orientée sauf de rares exceptions. Le quartz, xénomorphe, se présente tantôt en plages de petites tailles, tantôt en plages aplaties à extinction roulante (d'origine métasomatique). Les plagioclases (oligoclase ou andésine, anorthite inférieure à 35 %) forment aussi des plages xénomorphes, exceptionnellement des phénoblastes ; ils sont rarement zonés ou saussuritisés. L'orthoclase est soit du microcline¹ soit de la perthite. La hornblende verte n'est pas toujours le ferromagnésien prépondérant et peut être subordonnée à la biotite verte ou brune. L'épidote s'associe à la biotite et à la hornblende, parfois à la calcite.

Gneiss micacés. — Ils forment des bancs qui n'affleurent pas sur plus d'un kilomètre de large et ils passent en continuité à des gneiss à amphibole. On les trouve principalement au Nord de Mouneyres et dans le massif forestier de Mahalo (planche 2). Ce sont des roches généralement leucocrates, bien litées, à grain fin. La muscovite y est presque toujours associée à la biotite et l'épidote y est fréquente. La structure est granoblastique.

Micaschistes à deux micas. — Associés aux quartzites micacés, ils constituent quelques rares niveaux de faible épaisseur (quelques mètres au maximum) au Nord de la Vohitra, dans la région de Mouneyres. Ils se composent de quartz, biotite, muscovite (sillimanite, plagioclase). Leur structure est granolépido-blastique.

Quartzites micacés. — Ils se différencient des roches précédentes par la prépondérance du quartz sur les micas et on les rencontre dans tous les niveaux du groupe de Beforona.

Quartzites à amphibole et magnétite. — Ils forment des bancs (quelques mètres d'épaisseur) interstratifiés dans les autres faciès. Ils sont remarquables par la présence de la cummingtonite. Nous résumons ci-dessous leur composition minéralogique d'après l'étude de 12 échantillons au microscope :

Minéraux	Q	Ma	Cu	Hv	G
Fréquence.....	12	12	8	2	4

Q = quartz ; Ma = magnétite ; Cu = cummingtonite ; Hv = hornblende verte ; G = grenat.

La magnétite et le quartz sont généralement prépondérants. Dans quelques cas, la cummingtonite constitue l'essentiel de la roche ; c'est une amphibole incolore, vert-jaune ou jaune-brun clair, présentant sur certaines sections un quadrillage dû aux clivages m et à un parting suivant p. Elle est maclée synthétiquement suivant hl, or selon A. LACROIX (1923), seule la grünerite est maclée polysynthétiquement. De plus l'angle maximal d'extinction $Z \wedge c$ varie de 10° à 19° suivant les échantillons et ng-np a une valeur très proche de 0,03. Il s'agirait donc d'une cummingtonite très proche du pôle ferrique de la série grünerite-kuppferite (A.N. WINCHELL).

Amphibolites. — Associées aux gneiss et aux migmatites en banes (dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à quelques mètres) ou en lentilles plus ou moins digérées (planche 19, photo 3), elles caractérisent le groupe de Beforona. Ce sont des roches mésocrates, feldspathiques, à grain fin et à texture orientée. Leur composition minéralogique, établie au microscope sur 28 échantillons, est la suivante :

Minéraux	Principaux				Secondaires			
	Pl	Hv	B	Ep	Sp	A	Q	Mi
Fréquence.....	28	28	4	7	22	5	2	10

Pl = plagioclase ; Hv = hornblende verte ; B = biotite ; Ep = épidote ; Sp = sphène ; A = apatite ; Q = quartz ; Mi = minéral.

Selon les échantillons, le plagioclase (andésine, labrador) est plus ou moins abondant que la hornblende qui peut former jusqu'à 80 % de la roche. On notera que le sphène est presque toujours présent ; l'épidote est tantôt secondaire, tantôt parmi les constituants principaux (elle est accompagnée parfois par la zoïsite, exceptionnellement par l'allanite). La structure peut être soit granoblastique, soit granonématoblastique (les structures hétéroblastiques à grands feldspaths sont rares). Les plagioclases sont toujours zonés, peu mâclés et parfois saussuritisés. L'amphibole est xénomorphe et pœcilitique.

Amphibolites à scapolite. — Fort rares, elles ne diffèrent des roches précédentes que par la présence de scapolite (dipyre, mizzonite) et doivent être considérées comme des formes de transition entre les amphibolites et les amphibolopyroxénites.

Amphibolopyroxénites. — Macroscopiquement, leur aspect est celui des amphibolites dont elles ont le mode de gisement. Elles n'ont pas de localisation privilégiée et ne rentrent que pour une faible proportion dans la constitution du groupe de Beforona. Voici leur composition minéralogique d'après l'étude micrographique de 11 échantillons :

Minéraux	Principaux				Accessoires					
	Pl	Sc	Hv	Py	Sp	Q	G	A	Z	Mi
Fréquence.....	10	2	11	11	9	2	1	1	1	4

Pl = plagioclase ; Sc = scapolite ; Hv = hornblende verte ; Py = pyroxène monoclinique ; Sp = sphène ; Q = quartz ; G = grenat ; A = apatite ; Z = zircon ; Mi = minéral.

Le plagioclase (andésine-bytownite) est plus ou moins abondant et peut même disparaître complètement. Il est parfois saussuritisé et accompagné par de la scapolite (dipyre ou mizzonite : ng-np voisin de 0,02). Le quartz xénomorphe est d'origine métasomatique ; l'épidote paraît être de néoformation. La structure est hétéroblastique avec résidus de pyroxène (l'angle maximal d'extinction du pyroxène vert clair ou incolore dépasse rarement 38°).

Epidotites. — Elles forment de petits accidents dans les gneiss et montrent au microscope un peu de plagioclase, de hornblende verte et de quartz sur un fond d'épidote. Elles peuvent contenir en outre de la scapolite (planche 20, photo 2) ou de la wollastonite (planche 20, photo 3).

2) PÉTROGRAPHIE DES MIGMATITES.

Dans la constitution du groupe de Beforona, elles jouent un rôle moins important que les ectinites.

Migmatites rubanées. — Elles ne forment jamais de grandes masses homogènes mais des bancs plus ou moins réguliers, épais de quelques dizaines de mètres, interstratifiés dans les gneiss. Nous avons déjà signalé l'existence de quartz métasomatique dans les ectinites et de ce fait, le passage aux migmatites franches est très graduel. Sur le terrain, les migmatites se différencient des gneiss par un caractère leucocrate plus accusé. Leur texture permet de distinguer des faciès rubanés — les plus nombreux — quelques faciès amygdalaires ou même œillés, de rares migmatites granitoides ainsi que des migmatites à amphibole où la foliation de la roche devient floue. On peut aussi classer ces migmatites d'après les ferromagnésiens qu'elles contiennent et l'on est ainsi amené à séparer des migmatites micacées (biotite seule ou accompagnée de muscovite) — ce sont de loin les plus abondantes — des migmatites à amphibole et des migmatites hololeucocrates sans autre ferromagnésien qu'un peu de muscovite. Elles renferment toutes du microcline. Leur structure est généralement hétéroblastique, plus rarement myrmékitique.

Granites migmatitiques. — Dans le groupe de Beforona, la migmatisation prend un autre aspect que celui des migmatites que nous venons de décrire : en effet, nous avons souvent trouvé, dans la masse des gneiss à amphibole, des filons-couche (1 ou 2 m de puissance) constitués par des granites non orientés à grain très fin. Un bel exemple de ce type est donné par le bed-rock de la Rianila, 2 km à l'Ouest de Fetraomby (planche 19, photo 5). Le microscope montre que ces granites sont composés de quartz, de microcline, d'oligoclase et de biotite (zircon) et la myrmékite forme parfois des auréoles réactionnelles. Certains échantillons contiennent en outre de la muscovite, de petits grenats automorphes ou de l'allanite.

3) CARACTÈRES GÉOCHIMIQUES.

L'abondance des gneiss à amphibole et des amphibolites donne à l'ensemble du groupe de Beforona une composition chimique moyennement siliceuse et alumineuse où la chaux et les ferro-magnésiens sont représentés dans des proportions importantes. Ces roches amphiboliques peuvent tenir leur origine aussi bien d'anciennes roches de la famille des diorites et des gabbros que d'anciens sédiments marneux plus ou moins gréseux. La présence d'amphibolites, d'amphibolo-pyroxénites et d'épidotites wernéritiques notablement calciques milite pourtant en faveur de l'origine sédimentaire de certains niveaux. Par ailleurs, les micaschistes sont des roches alumineuses qui appartiennent typiquement à la séquence pélitique et les quartzites peuvent être considérés comme des niveaux arénacés associés aux niveaux pélitiques. Micaschistes et quartzites qui sont également répartis dans toute l'épaisseur du groupe sont donc les témoins (furtifs) d'un régime sédimentaire soit permanent, soit récurrent. Plus tardivement, la (ou les) migmatisation en hypertrophiant la séquence quartzofeldspathique, a oblitéré les caractères initiaux des autres séquences.

4) ZONÉOGRAPHIE.

Afin de déterminer l'intensité du métamorphisme dans le groupe de Beforona, nous avons utilisé concurremment la zonéographie de J. JUNG et M. ROQUES — 1952 — (établie dans la séquence repère alumineuse) et les associations caractéristiques des « mineral facies » suivant les divisions et subdivisions adoptées par F.J. TURNER (1948).

a) *Zonéographie de J. JUNG et M. ROQUES.*

La séquence repère alumineuse est suffisamment représentée dans tous les niveaux du groupe de Beforona pour permettre d'y déterminer l'intensité du métamorphisme. Nous avons trouvé les associations minérales suivantes :

<i>Gneiss micacés</i>	{	Quartz-plagioclase acide — biotite-épidote.
		Quartz-plagioclase acide-biotite-muscovite-(épidote).
<i>Micaschistes</i>	}	Quartz-biotite-muscovite-(sillimanite, plagioclase).

Ces associations minérales s'identifient avec la paragenèse typique de la zone Z 2 des gneiss supérieurs :

Quartz-plagioclase acide-biotite-muscovite-(microcline, épidote, disthène, staurotide, sillimanite, grenat).

Cette paragenèse est caractérisée par la stabilité de l'association quartz-muscovite. Par ailleurs, les roches du groupe de Beforona, en particulier les micaschistes, ont cristallisé avec la texture à grain large qui différencie les gneiss supérieurs (zone Z 2) des micaschistes inférieurs (zone Y 1).

b) *Minéral faciès.*

Dans les autres séquences, nous avons trouvé les associations minérales suivantes :

Gneiss : quartz-plagioclase acide (saussuritisé)-biotite-hornblende verte-(épidote).

Cette association minérale est stable à la fois dans le sous-faciès staurotide-disthène du faciès amphibolite (en présence d'un excès de K_2O) et dans le faciès amphibolite à albite et épidote lorsque la chaux du plagioclase s'exprime sous forme d'épidote (saussuritisation). Dans le groupe de Beforona, la saussuritisation du plagioclase est fréquente mais le stade albite-épidote n'est jamais atteint.

Quartzites à cummingtonite : quartz-cummingtonite-grenat.

Cette association minérale est stable dans le sous-faciès staurotide-disthène (faciès amphibolite) et dans le faciès amphibolite à albite et épidote pour les roches sans chaux.

Amphibolites : plagioclase-hornblende verte-(biotite, épidote, quartz).

Cette association minérale est stable à la fois dans le sous-faciès staurotide-disthène du faciès amphibolite et dans le faciès amphibolite à albite et épidote, selon la basicité du plagioclase et la présence ou l'absence de l'épidote.

Amphibolopyroxénites : plagioclase-hornblende verte-diallage-(scapolite-quartz).

Cette paragenèse est caractéristique du sous-faciès sillimanite-almandin ou du sous-faciès hornblende-diopside-almandin (avec scapolite possible). La présence ou l'absence de scapolite n'a pas grande signification car M. ROQUES (1941) signale la présence de ce minéral dans des amphibolopyroxénites ayant subi un métamorphisme de moyenne intensité — zone des gneiss supérieurs — dans le Massif Central français.

c) *Correspondance entre les deux zonéographies.*

Elle se fait par la séquence pélitique :

L'association plagioclase-muscovite-biotite-épidote-microcline-quartz est commune à la zone des gneiss supérieurs, au faciès staurotide-disthène du faciès amphibolite et au faciès amphibolite à albite et épidote. On notera seulement que la sillimanite est un minéral instable dans le sous-faciès staurotide-disthène, alors que J. JUNG et M. ROQUES admettent comme normale sa présence dans la zone Z 2.

d) *Conclusion.*

L'intensité du métamorphisme du groupe de Beforona se situe dans la zone Z 2 des gneiss supérieurs et dans le sous-faciès staurotide-disthène du faciès amphibolite, à la limite du faciès amphibolite à épidote. Cependant, ni la staurotide, ni le disthène n'ont été rencontrés dans le groupe de Beforona où les très rares niveaux hyperalumineux présentent l'association biotite-sillimanite. Nous choisissons donc la zone Z 2 des gneiss supérieurs pour définir l'intensité du métamorphisme dans le groupe de Beforona.

C. — LE GROUPE DU MANAMPOTSY

Les termes supérieurs du groupe du Manampotsy qui affleurent dans la feuille Maroseranana sont situés au-dessus et à l'Ouest des migmatites granitoïdes de Brickaville et ne diffèrent pas des termes inférieurs, composés essentiellement et en parts égales de gneiss micacés souvent graphiteux et de migmatites à biotite. Le groupe du Manampotsy se présente en position anticlinale sur la bordure orientale de la feuille Maroseranana, avec une interruption à hauteur de la vallée de la Rianila. Il apparaît également en fenêtre sous le groupe de Beforona, dans la vallée de la Teza, immédiatement à l'Ouest du massif gabbroïque de l'Ankera. Il sert de cadre géologique à la série de la Rianila pour la partie orientale du phacolithe de l'Andriantantely, pour la partie occidentale du massif de l'Ankera, et pour un petit massif de roches ultrabasiques situé au Nord de Maroseranana (près d'Andeka).

1) PÉTROGRAPHIE DES ECTINITES.

Gneiss. — Ils sont généralement leucocrates, micacés, bien foliés et facilement arénisables. Ils forment des couches puissantes (plusieurs milliers de mètres) qui se poursuivent sur de grandes distances en passant latéralement à des migmatites. Ce sont des roches claires, souvent siliceuses, où l'on distingue à l'œil nu, accompagnant la biotite, soit du graphite, soit de la sillimanite, soit du grenat. Tous ces minéraux se retrouvent associés dans de véritables khondalites (L. FERMOR, 1902) qui forment des bancs de quelques mètres d'épaisseur près du bac de l'Iampanga, sur la route de Fetraomby à Maroseranana.

Au microscope, le quartz se révèle abondant, accompagné d'orthoclase ou de plagioclase, ainsi que de biotite. La sillimanite se présente en paquets fibreux et le grenat est toujours poëcilitique. La structure est granoblastique ou granolépidoïblastique lorsque croît la proportion de biotite. La présence de myrmékite et de quartz de néoformation dans de nombreux échantillons indique que ces gneiss ont subi un début de migmatisation. Le graphite est généralement disséminé, mais dans certains niveaux, dont la puissance peut atteindre quelques mètres, un enrichissement important conduit à des gneiss où le graphite prend la place des micas ; des veines de graphite presque pur parcourent parfois la roche qui peut être exploitée comme minerai quand elle est arénisée. Au sommet du groupe du Manampotsy, à sa limite avec le groupe de Beforona, nous avons trouvé des gneiss à deux micas (avec ou sans sillimanite). Les gneiss à amphibole sont exceptionnels.

Micaschistes. — Ils apparaissent sous forme de petits bancs de quelques mètres, dans la masse des gneiss dont ils ne diffèrent que par une grande richesse en biotite et l'absence de feldspath. Il en est de beaux exemples dans la vallée de la Teza (planche 20, photo 1) et à l'Est de Géraud.

Quartzites. — Ils sont interstratifiés dans les gneiss en bancs isolés dont l'épaisseur ne dépasse pas quelques mètres. Il s'agit de quartzites blanches à faciès itacolumite, parfois ponctués d'un peu de graphite.

Pyroxénites. — Elles forment sporadiquement des bancs de quelques mètres de puissance, interstratifiés dans les gneiss ou les migmatites. Ce sont des roches vert clair ou vert foncé, parfois mouchetées de pyrite. Au microscope, elles se révèlent composées de diopside — d'un vert plus ou moins soutenu suivant ses teneurs en hedenbergite — de plagioclase basique (bytownite ou anorthite) et de sphène. A ces minéraux s'ajoutent souvent de la scapolite, qui prend une importance égale au plagioclase, un peu de hornblende verte — qui remplace partiellement le diopside — et accessoirement du microcline, du phlogopite, du grenat, de la calcite — pouvant former un réseau dans les plages de diopside — de l'épidote et du graphite. (Echantillon W. 1 620 (1) : bytownite, scapolite, diopside, phlogopite, horn-

(1) Cet échantillon recueilli par M. RANTOANINA, en dehors de la feuille Maroseranana, représente un type de pyroxénite fréquent dans le groupe du Manampotsy.

blende verte en traces, sphène, graphite et pyrite). Le caractère hypercalcique qui ressort déjà de l'analyse minéralogique se trouve confirmé par l'analyse chimique. Un calcul simple à partir des équivalents moléculaires des proportions de MgO et de FeO permet d'estimer à 30 % d'hédenbergite pour 70 % de diopside la composition du pyroxène (tableau I, p. 44).

Amphibolites. — Le groupe du Manampotsy comprend aussi de rares bancs d'amphibolites à hornblende vert-brunâtre, plagioclase, (sphène), et minéral ; leur épaisseur est de l'ordre de quelques mètres.

2) PÉTROGRAPHIE DES MIGMATITES.

Homogènes ou contenant des septa de gneiss, de quartzites ou de pyroxénites, les migmatites forment de puissantes assises dont l'épaisseur peut atteindre, comme pour les gneiss, 1 km. Les faciès amygdalaires sont en minorité (il en est de très beaux le long de la voie ferrée au km 232) par rapport aux faciès rubanés. Ces migmatites ont été décrites par plusieurs auteurs sous le nom de migmatites schisteuses. Ce sont des roches leucocrates, très arénisables, qui peuvent comme les gneiss se charger en graphite (haute vallée de l'Iampanga). Elles sont composées de quartz, de microcline perthitique abondant, d'oligoclase — qui accompagne souvent la myrmékite — et de biotite rouge. D'un échantillon à l'autre, les minéraux accessoires varient : muscovite, sphène, graphite, zircon, apatite. La structure est hétéroblastique et le quartz, souvent aplati, a une extinction roulante.

3) CARACTÈRES GÉOCHIMIQUES.

Tel que nous venons de le décrire, le groupe du Manampotsy apparaît comme constitué essentiellement de gneiss alumineux et carbonés, plus ou moins envahis par une migmatisation qui a accusé leur caractère quartzofeldspathique. Ces gneiss alumineux et carbonés appartiennent typiquement à la séquence pélitique et leur origine sédimentaire paraît évidente. Les quartzites représentent quelques niveaux détritiques et les rares pyroxénites riches en chaux (planche 9) pourraient avec vraisemblance être considérées comme d'anciens sédiments calcomagnésiens, marneux ou dolomitiques. (La découverte par L. DELBOS, en 1958, de deux gisements de cipolins associés à des pyroxénoamphibolites, dans le groupe du Manampotsy, sur la feuille Anivorano-Sud, renforce cette hypothèse).

4) ZONÉOGRAPHIE.

a) Zonéographie de J. JUNG et M. ROQUES.

La séquence repère alumineuse est la mieux représentée dans le groupe du Manampotsy. Nous y avons relevé les associations minérales suivantes :

Gneiss à biotite. (Quartz-orthoclase-plagioclase-biotite-grenat, sillimanite).

Gneiss à deux micas. (Quartz-plagioclase-biotite-muscovite).

La première paragenèse est caractéristique de la zone Z 1 des gneiss inférieurs. La deuxième paragenèse, caractéristique de la zone Z 2 des gneiss supérieurs, ne se trouve qu'à l'extrême sommet du groupe, dans la haute vallée de l'Iampanga (feuille Maroseranana).

b) Minéral faciès.

Dans les autres séquences, seules, les pyroxénites montrent des paragenèses caractéristiques :

Pyroxénites. Bytownite-anorthite-(scapolite)-diopside-(calcite, hornblende, phlogopite, grenat, épidote rare).

Nous avons porté une de ces pyroxénites calciques (W. 1 620) dans un diagramme

triangulaire (1) établi pour le sous-faciès diopside-almandin-hornblende (planche 10). Ce diagramme est assez semblable à celui que donne F.J. TURNER, si ce n'est que nous avons introduit l'anorthite comme minéral possible de cette association ; nous n'avons en effet jamais observé une décomposition appréciable d'anorthite en andésine et épidote (2).

Enfin, l'association — dans des roches plus alumineuses — plagioclase-diopside-hornblende, est également caractéristique du sous-faciès sillimanite-almandin.

c) *Correspondance des deux zonéographies.*

Elle se fait par la paragenèse des khondalites à biotite commune au sous-faciès sillimanite-almandin (faciès amphibolite) et à la zone Z 1 des gneiss inférieurs.

d) *Conclusion.*

Nous admettons que le groupe du Manampotsy a subi un métamorphisme de forte intensité : il correspond à la zone Z 1 des gneiss inférieurs et au sous-faciès diopside-hornblende-almandin qui assure la transition entre le faciès amphibolite et le faciès granulite (KORJINSKY, 1937). Au sommet du groupe, l'intensité du métamorphisme faiblit légèrement et correspond à la zone Z 2 des gneiss supérieurs.

D. — LES MIGMATITES GRANITOÏDES DE BRICKAVILLE

Elles affleurent en lisière de la limite NE de la feuille Maroseranana ainsi qu'en bancs isolés, au Sud de Géraud. Elles sont en contact avec les gneiss du groupe du Manampotsy et n'ont de rapport avec la série de la Rianila qu'au Sud de Géraud (près d'Ambodimanga) où nous avons trouvé quelques blocs d'une péridotite à spinelle et pyroxène mêlés à des blocs de migmatites granitoïdes.

1) PÉTROGRAPHIE.

On peut observer le type normal de ces migmatites dans la vallée de l'Iampanga : ce sont des roches leucocrates, à grain grossier et à structure amygdalaire, ponctuées de grenats qu'entourent de la hornblende et de la biotite. Au microscope, on voit du quartz en plages xénomorphes, de grands cristaux de perthite ou de microcline perthitique, de l'oligoclase rarement zoné et de la myrmékite ; la biotite et la hornblende enveloppent parfois le grenat ; les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon, dans quelques cas l'épidote et le sphène. La structure est tantôt « à quartz en réseaux » (R. LAUTEL, 1953), tantôt engrenée (J. JUNG et M. ROQUES, 1952) et certaines macles dénoncent des déformations mécaniques. Par leur texture, leur structure et leur mode de gisement, ces migmatites granitoïdes ont « les caractères mêmes des granites syncinématiques » (L. LAPLAINE, 1957). Une de ces roches, provenant de Brickaville a été analysée (An. 115) par A. LACROIX (1923) et ses paramètres sont ceux d'un granite monzonitique : I'.4.2.'3.

(1) A partir des analyses chimiques (tableau I) les paramètres ACF ont été calculés selon la méthode de P. ESKOLA : pour corriger les minéraux accessoires — ilménite, sphène et magnétite — les pourcentages pondéraux de ces minéraux ont été estimés et nous avons obtenu i, s et m. Du pourcentage pondéral de FeO, nous avons soustrait 50 % i + 30 % m puis 30 % s de CaO et 70 % m de Fe₂O₃. A partir des pourcentages de l'analyse ainsi corrigée, nous avons calculé les équivalents moléculaires (pour la chaux, on retranche le nombre de molécules correspondant à P₂O₅). Avec ces nouvelles valeurs, on calcule les paramètres ACF de telle manière que leur somme soit égale à 100 et que :

$$A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O), \text{ que } C = CaO \text{ et que } F = MgO + FeO + MnO$$

On notera que la valeur de A est celle qui correspond à l'alumine non-feldspathisable en albite et en orthoclase.

(2) Notons que pour des roches de composition analogue, les paragenèses diopside-plagioclase-calcite et diopside-scapolite-calcite sont stables dans le faciès granulite. Mais le sphène, presque toujours présent dans les parapyroxénites du groupe du Manampotsy, est, d'après F.J. TURNER (1948), un minéral instable dans le faciès granulite, sauf H. RAMBERG, 1952, dans les « skarns » riches en chaux.

A ces migmatites granitoïdes, il convient de rattacher d'autres faciès qui leur sont associés sur le terrain :

— des granites pauvres en quartz, à grands éléments, sans orientation, ou au contraire fortement écrasés, composés essentiellement de perthite qu'accompagnent le quartz, l'oligoclase, la myrmékite, et, soit de la biotite, soit de la hornblende verte. Ce type de roche affleure en blocs éluvionnaires de plusieurs mètres cubes, 2 km au Sud de Géraud.

des charnockites qui se distinguent des migmatites par leur faciès malgachitique (L. LAPLAINE, 1950). Le microscope y révèle la présence de quartz, perthite en grandes plages et microcline insinuant, plagioclase (oligoclase, labrador), myrmékite, hypersthène, biotite ou hornblende verte, (grenat) et accessoirement apatite, zircon et minéral. La structure est tantôt myrmékitique et cataclastique (SW d'Ambalatenina), tantôt hétéroblastique à pyroxène résiduel et grenat automorphe (haute vallée de l'Iampanga), tantôt hétéroblastique à porphyroblastes d'oligoclase et grandes plages xénomorphes de microcline. Le grenat contient parfois des inclusions vermiculées de quartz.

2) ZONÉOGRAPHIE.

L'association minérale la plus fréquente des migmatites granitoïdes de Brickaville est la suivante :

Plagioclase-hornblende-grenat, (biotite, microcline, quartz).

Cette association est stable dans le sous-faciès sillimanite-almandin. L'intensité du métamorphisme des migmatites granitoïdes est donc la même que celle des gneiss du Manampotsy avec lesquels elles sont en contact.

L'association minérale rencontrée généralement dans les charnockites est la suivante :

Hypersthène-biotite-microcline-(quartz, hornblende verte, grenat).

Cette paragenèse appartient au faciès granulite mais la présence de hornblende verte et de grenat traduit un déséquilibre.

E. — LES MIGMATITES GRANITOÏDES DU ZANAHARIBE

Les migmatites granitoïdes du Zanaharibe ont été cartographiées pour la première fois par L. LAPLAINE en 1953, dans le massif montagneux du Zanaharibe, au NW de la feuille Maroseranana. Elles affleurent sur 35 km de long et 2 km de large (planches 2 et 7), en position anticlinale sous les gneiss du groupe de Beforona. Leur composition pétrographique est hétérogène : on y distingue des migmatites granitoïdes leucocrates à grain fin (avec microcline et albite) au sein desquelles s'individualisent des bancs épais de quelques centaines de mètres, formés de roches à texture œillée dont voici la composition minéralogique : quartz (peu), phénocristaux d'oligoclase, andésine, perthite accompagnée de myrmékite et de micropegmatite, hornblende verte, biotite, (épidote, sphène), apatite et minéral ; la structure peut être à cloisons ou cataclastique (macles tordues des plagioclases).

F. — LES ROCHES ÉRUPTIVES RÉCENTES

Les roches éruptives récentes sont des gabbros ophitiques, des dolérites et des basaltes qui se présentent en dykes recoupants (planche 19, photo 6). Nous avons pu établir un lien entre la texture et l'épaisseur des filons : la structure ophitique correspond à des dykes de plus de 10 m de puissance, la structure microlitique à des filons de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur. Presque tous ces dykes et filons sont orientés suivant une direction sub-méridienne excepté un filon de basalte situé au Nord de Fanasana qui présente une orientation EW. Dans les régions de Manolomasina et d'Ambodionoka, nous avons trouvé des brèches volcaniques dans lesquelles apparaissent des fragments déterminables de migmatite ou d'amphibolite.

Il est probable, comme cela a été observé en d'autres points de la côte Est de Madagascar, que ces dykes sont les vestiges d'émissions fissurales liées à des cassures récentes. Leur similitude avec des roches datées plus précisément nous conduit à leur donner un âge crétacé.

2° — TECTONIQUE

a) *Tectonique souple.*

Les lignes de schistosité de la majeure partie de la feuille Maroseranana s'orientent suivant des directions N 10° W — N 20° W, sauf au Sud du massif de l'Andriantantely où elles amorcent un infléchissement vers le SE. L'origine de cet infléchissement semble être dû à la moindre plasticité des gabbros.

D'Est en Ouest, on observe une succession d'anticlinaux et de synclinaux qui se déversent vers l'Ouest dans la partie occidentale de la carte ; les gneiss du Manampotsy pendent vers l'Ouest avec une valeur de 60 degrés. Le contact avec les gneiss de Beforona se fait suivant une ride synclinale qui suit approximativement la piste de Fetraomby à Maroseranana et passe par cette dernière localité. On trouve ensuite un anticlinal très ouvert et symétrique, dont l'axe orienté N 20° W passe à proximité du confluent de la Teza et de la Rianila ; en se pinçant vers le Nord, il laisse apparaître, en fenêtre, les gneiss du Manampotsy. Puis viennent un synclinal dont le flanc occidental est épaissi par la masse des gabbros de l'Andriantantely et un anticlinal déversé vers l'Ouest dont l'axe traverse toute la carte ; dans sa partie sud, cet anticlinal s'ouvre largement et donne une zone de sub-horizontalité dans la région de la boucle de la Vohitra, à l'Ouest de Mouneyres ; dans sa partie nord, il devient progressivement symétrique en s'élargissant. Enfin, sur la bordure occidentale de la carte, apparaît une ride synclinale également déversée vers l'Ouest sous laquelle se mettent en place les migmatites granitoïdes du Zanaharibe.

b) *Tectonique cassante ancienne.*

En de nombreux points, nous avons trouvé des mylonites, notamment à 4 km au Nord de l'ancienne mine de Marovato. L'extrême altération des roches et l'importance de la couverture latéritique ne nous ont pas permis de les suivre fidèlement.

c) *Tectonique cassante récente.*

Bien qu'elle n'apparaisse pas sur les photographies aériennes, la preuve de son existence est donnée par les nombreuses cassures subméridiennes et rectilignes qui ont servi au cheminement des laves basiques.

3° — RESSOURCES MINÉRALES

La région est assez pauvre en ressources minérales, bien que la présence d'or et de graphite ait fait naître de petites exploitations aujourd'hui disparues (planche 3).

1) LES PEGMATITES ET LEUR MINÉRALISATION.

Les pegmatites étant nombreuses dans la feuille Maroseranana (120 ont été relevées), nous avons procédé à une prospection axée sur leur minéralisation. Mais elles sont trop dispersées pour constituer un véritable champ pegmatitique et leur répartition anarchique interdit toute zonéographie. Leurs dimensions sont généralement réduites ; quant à leur origine, elle semble liée à un des cycles de migmatisation qui ont affecté les gneiss de Befo-

rona et l'absence de foyer magmatique circonscrit s'oppose à la formation d'un champ pegmatitique important à pegmatites exploitables. Aussi nous bornerons-nous à citer les quelques indices qui ont été découverts et qui n'ont qu'un intérêt minéralogique :

— Pegmatites à biotite : elles ne sont pas minéralisées, sauf une, qui a fourni quelques grains de cassitérite en éluvions (3 km à l'Est de Mouneyres).

— Pegmatites à deux micas : elles sont de petite taille et une seule (piste de Manomasina à Marovato) atteint une centaine de mètres de longueur. Deux de ces pegmatites (4 km au Nord de Junck) contiennent de petits cristaux de fergusonite.

— Pegmatites à muscovite : elles sont rares et de petite taille. L'une d'entre elles (8 km au Nord de Junck) a donné quelques kilogrammes de béryl pierreux.

— Pegmatites dont la nature du mica est inconnue : près de Firanambo, une pegmatite trouvée par Monsieur ORIN renferme un peu de béryl gemme et de beaux échantillons de samarskite.

(De la bastnaésite a été signalée sur la périphérie occidentale du massif de l'Andriantantely, dans les alluvions d'un petit thalweg où n'affleure aucune roche intacte).

2) L'OR.

Il a été exploité en filon (mine de Marovato) et en gisement alluvionnaire.

La mine de Marovato. — Elle est située à 13 km environ au Nord de Rogez. Trois filons de quartz à pyrite aurifère donnent un minerai constitué de quartz porté dont les cavités sont remplies de pyrite et de chalcoppyrite aurifère. Le minerai contient aussi des zones d'or libre. Les analyses du Service des Mines ont donné des teneurs en or libre variant de 3 à 240 grammes à la tonne. Malgré l'existence de quelques poches d'enrichissement, le gisement a été abandonné.

L'or alluvionnaire. — Des orpailleurs ont travaillé dans les alluvions de petits ruisseaux du Nord-Ouest de la feuille Maroseranana, près des villages de Tratrambe, Behofika, Andranomandry, Menarakidy et Antsesesy. Des concentrés alluvionnaires prélevés dans ces ruisseaux et dans ceux de la région de Mouneyres ont montré quelques points d'or.

3) LE GRAPHITE.

Le graphite, localisé dans le groupe du Manampotsy, est particulièrement abondant dans la région de Géraud, le long de la vallée de l'Iampanga. Des zones d'enrichissement ont été exploitées à Ambatovy et à Ambakoana.

Gisement d'Ambatovy. — Il est situé à 1,800 km au Sud de Géraud. Le minerai est une migmatite schisteuse à graphite, fortement altérée : la roche est arénisée et non latéritique. L'exploitation, maintenant abandonnée, fournissait journallement de 500 à 600 kg d'un graphite à 95 % ou 97 % de carbone.

Gisement d'Ambakoana. — Il chevauche la limite Nord des feuilles Maroseranana et Anivorano est, à 3 km à l'Est du village abandonné d'Ambolojatry. Les gneiss graphiteux constituent une enclave dans les migmatites granitoïdes de Brickaville et contiennent des niveaux de graphite pulvérulent presque pur qui ont été exploités sans enrichissement. Le minerai était évacué à dos d'homme en direction du gisement plus important de la Sahanava. Ambakoana est abandonné mais renferme encore des réserves appréciables.

4) LA CHROMITE.

Les indices de chromite de la feuille Maroseranana seront étudiés dans le chapitre VIII réservé aux minéralisations de la série de la Rianila.

5) LE QUARTZ.

Nous avons trouvé quelques indices de quartz rose 4 km à l'Est de Mouneyres, 3 km au Sud d'Ambalatenina sud (canton de Fetraomby) et 3 km au Sud de Betamotamo. On a recueilli quelques indices de quartz hyalin en galets roulés dans l'Iampanga, à hauteur de Fanjahirana et en éluvions à 2 km au Nord de Bemandotra.

6) SOURCES THERMALES.

En 1949, L. LAPLAINE a signalé le premier l'existence d'une source thermale, 4 km au Nord d'Ambohimanana, dans la vallée de la Rianila. Le griffon de cette source se situe dans le bed-rock même de la Rianila et n'est visible qu'en période d'étiage. L'eau sort à une température de 49° et se mélange à l'eau de la Rianila sans dégagement gazeux, ni dépôt salin. Une mesure rapide du débit nous a permis d'estimer celui-ci à environ 1 l/s. Cette source appartient au type sulfaté sodique. Nous donnons ci-dessous une analyse effectuée par F. RUF (en grammes par litre) (1).

Résidu sec	0,592
Cl	0,024
SO ₄	0,273
CO ₃	0,026
Ca	0,007
Mg	traces
SiO ₂	0,042
Na	0,080
K	0,0035

(1) Les alcalins ont été dosés par l'IRSM au photomètre à flamme.

CHAPITRE III

LA SÉRIE DE LA RIANILA ET SON CADRE GÉOLOGIQUE DANS LA RÉGION ANTANAMALAZA-FOULPOINTE

CETTE région, dont le centre se situe à 220 km au Nord-Est de Tananarive et à 50 km au Nord-Ouest de Tamatave, est limitée à l'Est par l'Océan Indien et à l'Ouest par la falaise Betsimisaraka. Administrativement, elle dépend du district de Tamatave et correspond aux coupures UVW. 44 de la carte au 1/100 000 de Madagascar.

A. — TRAVAUX ANTÉRIEURS

Nous devons les premiers renseignements relatifs à la géologie et aux ressources minérales de cette région à A. LACROIX (1923) qui décrit notamment de curieuses roches à corindon, trouvées au Sud d'Ambodiriana. En 1950, R. LAUTEL lève la première esquisse géologique des feuilles Tamatave et Ambodilazana au 1/200 000. Dans l'étude géologique qui complète cette carte (1951), il distingue dans le cristallophyllien une série à muscovite (gneiss, mica-chistes, quartzites) qui affleure près de la côte, d'une série à migmatites schisteuses à biotite, amphibole et grenat. Il a également cartographié quelques petits massifs de « granites migmatitiques ou migmatoïdes » à la limite des feuilles Antanamalaza et Foulpointe. En 1953, R. LAUTEL précise la pétrographie du cristallophyllien de cette région (thèse Clermont-Ferrand).

B. — APERÇU GÉOGRAPHIQUE

Orographie. — De la côte à la limite occidentale de la feuille Antanamalaza, le caractère montagneux du relief va en s'accusant. Une zone côtière plate, souvent marécageuse, s'étend derrière les cordons dunaires du littoral, suivie elle-même d'une zone de collines dont l'altitude croît régulièrement vers l'Ouest en montrant un « relief polyédrique » que P. BRENON (1957) décrit comme caractéristique des reliefs latéritiques jeunes de la côte orientale malgache. Sur la partie occidentale de la feuille Antanamalaza, les collines s'élèvent jusqu'au plateau forestier (d'une altitude moyenne comprise entre 800 et 1 000 m) qui correspondrait à une ancienne surface d'érosion mésotertiaire (F. DIXEY, 1958) dont il subsiste des îlots

jusque dans la partie médiane de la feuille Antanamalaza. L'érosion ronge le rebord de ce plateau qui surplombe, par de hautes falaises, les principales vallées (vallée de l'Onibe). Les plus hauts sommets sont : le Vohitsitondroina (916 m), l'Ambatondrahika et le Lohavato dont l'altitude est inconnue mais dépasse certainement 1 000 m.

Hydrographie. — Très arrosée, la région est drainée par un chevelu hydrographique dense qui débouche sur l'Océan Indien : au Nord, l'Onibe prend sa source sur le plateau forestier (à l'Ouest de Manakambahiny), franchit la falaise par d'imposantes chutes (près de Mitanonoka), reçoit successivement la Manambato (rive droite) et la Saranindona (rive gauche) et trouve son embouchure près de Foulpointe. Au Sud, la zone des collines est traversée par trois petits fleuves côtiers : l'Ivoloina qui est le plus important, la Fontsiarivo et l'Ifontsy.

Végétation. — De basses forêts broussailleuses recouvrent les zones sableuses du littoral et offrent une grande variété d'essences tropicales et de plantes grasses. Dans les zones déprimées et marécageuses poussent des jones appelés « zozoro ». Aux graminées qui recouvrent les basses collines succède rapidement la « savoka », ancienne surface de forêt primaire détruite par les feux de brousse répétés, sur laquelle poussent maintenant des broussailles, des fougères et l'arbre du voyageur. A l'Ouest, principalement sur les plateaux, on rencontre la forêt primaire ombrophile, peu pénétrable, humide et infestée de sangsues. Les Eaux et Forêts assurent la protection de la flore et de la faune dans deux réserves naturelles : celle de Betampona (n° 1), près d'Ambodiriana, préserve un lambeau de forêt primaire épargné par les feux de brousse ; celle de Samboamanitra (n° 3) se situe sur le plateau forestier au Nord de l'Onibe.

Climatologie. — Le climat est chaud et humide. Il tombe en moyenne 2 500 à 3 000 mm. d'eau chaque année avec une pluviosité maximale de janvier à mars et minimale d'avril à novembre. La température moyenne annuelle est de 25° à Tamatave.

Démographie. — A l'exception de quelques négociants chinois et des travailleurs saisonniers en provenance du Sud de l'île, la région est peuplée de Betsimisaraka. Cette population se concentre le long des vallées et sa densité diminue vers l'Ouest, à l'approche des plateaux forestiers qui sont inhabités. Les villages les plus importants sont : Foulpointe, Ambodiriana, Mangabe, Andondabe et Ampasimbe qui sont tous des chefs-lieux de canton.

Voies de communications. — Une route récemment goudronnée relie Tamatave à Fénérive par Foulpointe en longeant le littoral ; partant de cette route, une bretelle atteint Ambodiriana (au Sud de la feuille Foulpointe). L'Onibe et la Fontsiarivo permettent une navigation difficile sur une dizaine de kilomètres, dans la partie inférieure de leur cours. Enfin les pistes pour piétons, bien entretenues dans la feuille Foulpointe, deviennent moins praticables sur la feuille Antanamalaza pour disparaître complètement en forêt.

Ressources agricoles. — Les caféiers plantés sur les terrasses alluviales et à proximité des villages constituent la ressource essentielle. La variété « *robusta* » est la plus répandue. Le poste de Foulpointe fournit une quantité appréciable de girofle. Le riz est cultivé partout : sur le littoral en petites rizières inondées, à l'intérieur à flanc de colline, par la méthode des « tavy » (feu de brousse). Bananes, ananas, noix de coco, avocats mûrissent dans toute la région de Foulpointe mais ne sont que faiblement commercialisés à proximité des routes.

Ressources minières. — Elles se limitent à la production de quelques kilogrammes de quartz hyalin extraits du plateau forestier. Un peu d'or et de corindon ont été exploités autrefois.

1° — LES GRANDS ENSEMBLES GÉOLOGIQUES

Le substratum de la région Antanamalaza-Foulpointe est constitué de schistes cristallins qui, près de la côte, sont recouverts de quelques minces formations sédimentaires crétacées et récentes. A l'intérieur des schistes cristallins, nous avons distingué les grands ensembles

suivants : la série de la Rianila, la série d'Ambodiriana qui forme la majeure partie du substratum de la région et le groupe du Manampotsy qui n'occupe qu'une surface réduite. Nous donnerons d'abord le mode de gisement de la série de la Rianila puis nous étudierons avec quelque détail la série d'Ambodiriana qui lui sert de cadre géologique. Nous esquisserons enfin les caractères principaux du groupe du Manampotsy, le mode de gisement des roches volcaniques et sédimentaires récentes et la tectonique de la région.

4. — LA SÉRIE DE LA RIANILA

Afin de donner un aperçu plus complet du mode de gisement de la série de la Rianila, nous joindrons à la région Antanamalaza-Foulpointe la partie nord des feuilles Tamatave et Ambodilazana qui montre des prolongements intéressants de cette série, en particulier le corps ultrabasique de Ranomena (1).

Dans le secteur ainsi défini, la série de la Rianila ne comprend que des roches ultrabasiques — à l'exclusion de gabbros — qui affleurent en petits massifs complexes alignés suivant des directions privilégiées. Nous présenterons en premier lieu les massifs de Ranomena et d'Ankarabo qui ont le double avantage d'être les mieux connus et de montrer les deux types entre lesquels peut évoluer la structure de tous les autres massifs.

1) MODE DE GISEMENT DU MASSIF ULTRABASIQUE DE RANOMENA (2).

Ranomena se situe à 15 km à vol d'oiseau au Sud-Ouest du bac de l'Ivoloina. Une route en cours de construction permet d'y accéder en automobile. Le massif ultrabasique doit à sa minéralisation chromifère d'avoir été exploré par sondage et par galerie et d'être ainsi le mieux analysé de tous les massifs de la région. Nous l'avons visité dans la phase terminale des travaux de recherche et nous avons pu pénétrer dans quelques galeries et recueillir des carottes de sondage.

Le massif ultrabasique est interstratifié entre la série d'Ambodiriana et le groupe du Manampotsy (planche 7). Il est composé de harzburgites, de saxonites et de pyroxénolites plus ou moins transformées en amphibolites et se dissocie en une lentille principale de forme ramassée ($1\ 100 \times 600$ m) que viennent coiffer, au Nord, deux lentilles de moindre importance (600×200 m et 250×70 m), effilochées dans les gneiss à leurs extrémités. Son enveloppe reproduit sur la carte un massif ovoïde, légèrement aplati dans le sens SW-NE, dont les parties constituantes sont interstratifiées dans les schistes cristallins et plongent comme eux à 45° vers le Sud-Est. Ces schistes cristallins forment eux-mêmes dans les roches ultrabasiques des enclaves qui, selon J. PARIS, seraient plus importantes que celles qui figurent sur la planche 17, si l'on s'en réfère aux derniers sondages effectués. Dans ces enclaves on reconnaît, comme dans les formations encaissantes, des migmatites (parfois chargées en grenat), des amphibolites, des pyroxénoamphibolites et des gneiss à sillimanite et grenat en bancs d'épaisseur variable. Au contact même des harzburgites, se trouvent souvent des pyroxénites à diopside et wernérite ou grossulaire (sondages 12 et 12 A). Quant à la minéralisation chromifère, elle est due à de petits amas de chromitite disposés en chapelets sur la bordure méridionale du massif, en suivant approximativement la schistosité générale. En résumé, Ranomena se présente comme un empilement de petits laccolithes, constitués de harzburgites plus ou moins transformées et interstratifiées dans les schistes cristallins sous lesquels elles s'enfouissent en plongeant à 45° vers le Sud-Est.

2) MODE DE GISEMENT DU MASSIF ULTRABASIQUE D'ANKARABO.

Ankarabo se situe dans le Sud-Est de la feuille Antanamalaza, entre les vallées de la Manandrozana et de l'Ivoloina (planche 6). Que l'on parte de Ranomena ou d'Ambodiriana,

(1) Nous devons à la courtoisie de MM. les ingénieurs de la Société Ugine d'avoir pu faire une étude sur le gisement de chrome de Ranomena.

(2) La cartographie de ce massif (planche 17) a été faite par J. PARIS, géologue de la Société Ugine, qui a bien voulu me communiquer quelques-unes de ses observations.

trois ou quatre heures de marche sont nécessaires pour l'atteindre. Reconnu seulement par des tranchées de prospection, ce massif ultrabasique reste d'une constitution plus obscure que celui de Ranomena : ne pouvant en donner une cartographie détaillée, nous nous sommes contenté de figurer, sur la planche 17, l'enveloppe des différentes lentilles de roches vertes. Quelques observations précises, jointes aux renseignements qu'a bien voulu nous communiquer J. PARIS, nous ont cependant permis d'acquérir une vue schématique des relations existant entre les roches ultrabasiques et les schistes cristallins qui les encaissent. Alors que le massif de Ranomena garde presque intacts certains caractères primitifs des roches éruptives, Ankarabo présente un type de gisement très modifié par le métamorphisme. Les roches ultrabasiques (il subsiste quelques témoins de harzburgites et de pyroxénolites) ont été transformées en amphibolites chloriteuses à trémolite et anthophyllite, à texture parfois amiantiforme. Ces amphibolites affleurent en bancs étroits, interstratifiés sur quelques centaines de mètres dans la série d'Ambodiriana. La disposition de ces lames amphibolitiques est conforme à celle des schistes cristallins, redressés à la verticale et orientés N 70° W. Quelques petits amas de chromite se suivent en chapelet sur la bordure des lames amphibolitiques.

3) MODE DE GISEMENT DES AUTRES MASSIFS DE ROCHES ULTRABASIQUES.

L'importance de la couverture d'argile latéritique et le manque d'affleurement en place ont rendu difficile l'analyse de la structure interne des autres massifs de roches ultrabasiques. Pour certains, nous avons pu délimiter l'aire des affleurements, qui ne représentent que l'enveloppe des différents amas interstratifiés dans les schistes cristallins (planche 17). Tantôt subcirculaires et de quelques dizaines de mètres de diamètres (Anapisaka, 2 km au Nord d'Ambodiriana), tantôt allongés sur deux ou trois kilomètres, avec une épaisseur de 100 à 200 m (vallée de l'Onibe à hauteur d'Ampasimbazaha), ou encore, très exceptionnellement s'étendant sur 6 km de long et 1 km de large (aux sources de Sarongololona), ils ont une tendance plus ou moins nette à suivre la schistosité générale. Bien que les renseignements que nous avons pu recueillir sur le terrain soient fragmentaires, ils permettent d'affirmer que tous ces massifs sont constitués par l'association de lentilles plus ou moins étirées, comme à Ranomena ou à Ankarabo.

4) RÉPARTITION DES MASSIFS.

Lorsqu'on examine les cartes représentées sur les planches 5 et 8, on est frappé par la succession en chapelet d'Est en Ouest, des massifs de roches ultrabasiques. On distingue ainsi du Nord au Sud 6 alignements :

Alignement Ranomena-Ranolalina : il est situé entre les vallées de l'Ivondro et de l'Ivoloina. Ses deux extrémités sont occupées par les deux gisements chromifères de Ranomena et de Ranolalina entre lesquels affleurent deux autres massifs qui, bien que de dimensions importantes, ne sont pas minéralisés en chromite. Cet alignement est conforme à la schistosité des gneiss.

Alignements de l'Ivoloina : à partir des sources de la Sarongololona, deux alignements longent les rives droite et gauche de l'Ivoloina. L'alignement de rive droite, jalonné notamment par le massif d'Ankarabo (minéralisé en chromite) se termine au Nord du signal de l'Antsakonenana (feuille Tamatave) ; l'alignement de rive gauche, jalonné par les massifs d'Androrangenola, de Betampona et d'Ambalatenina (minéralisés en chromite) se termine près du littoral, à hauteur de Vohitra. Ces deux alignements ne sont conformes aux directions structurales des gneiss que dans leur partie occidentale.

Alignement de l'anticlinal de Foulpointe : il prend naissance dans la région de Foulpointe et sa direction E.NE-W.SW l'amène vers l'Ouest, dans la région des sources de la Sarongololona. Cet alignement, jalonné de petits massifs ultrabasiques non minéralisés en chromite, ne suit la schistosité générale des gneiss que dans sa partie orientale.

Alignement de l'Onibe : il côtoie assez fidèlement la vallée de l'Onibe depuis son embou-

chure jusqu'au pied de la falaise, en concordance avec les schistes cristallins. Il est jalonné par des massifs de roches ultrabasiques non minéralisées en chromite.

Conclusion : les alignements que nous venons d'énumérer convergent vers un point idéal situé dans la feuille Manakambahiny. Seuls les trois plus méridionaux sont minéralisés en chromite et leur conformité avec les grandes directions structurales des schistes cristallins n'est qu'imparfaite. On peut émettre l'hypothèse que les massifs de roches ultrabasiques se sont alignés suivant des fractures anciennes et profondes là où le socle était le plus fragile. Ces fractures E-W ont été oblitérées par les métamorphismes postérieurs mais la tectonique souple de la série d'Ambodiriana s'est modelée sur des axes de même direction qui d'ailleurs sont aberrants dans les schistes cristallins malgaches.

D'autre part, l'examen d'une carte de Madagascar montre que les massifs ultrabasiques des régions d'Ambodiriana, de Nickelville et de la province chromifère d'Andriamena (P. GIRAUD, 1958) sont alignés suivant une direction N 70° W qui, à toutes les époques, fut une direction privilégiée de la tectonique cassante. Bien qu'il n'y ait peut-être là qu'une coïncidence fortuite, une correspondance tectonique entre ces trois provinces à roches ultrabasiques ne doit pas être exclue *a priori*.

B. — LA SÉRIE D'AMBODIRIANA

La série d'Ambodiriana (H. BESAIRIE et R. GIRAUDON, 1959-1960), créée pour désigner les terrains cristallophylliens qui affleurent au Nord et au Nord-Ouest de Tamatave, forme le cadre géologique de la série de la Rianila dans la région Antanamalaza-Foulpointe. Nous fixerons en premier lieu ses limites et ses rapports avec les autres groupes de la région de Tamatave, puis nous procéderons à l'étude pétrographique de ses principales formations.

1) EXTENSION DE LA SÉRIE D'AMBODIRIANA.

Les limites de cette série se trouvent en dehors des feuilles que nous étudions (planche 7). Géométriquement, elle se place sous le groupe du Manampotsy qui la recouvre au Sud de l'Ivondro (feuille Tamatave, M. RANTOANINA, 1959). Immédiatement à l'Est de la mine de Ranomena, à la limite des feuilles Foulpointe et Tamatave (planche 7), elle est recouverte par un lambeau de gneiss du groupe du Manampotsy qui est en position synclinale. Vers l'Ouest, à la limite des feuilles Antanamalaza et Manakambahiny, la série d'Ambodiriana est en contact direct avec les migmatites granitoïdes de Brickaville et le passage s'effectue par l'intermédiaire de couches subverticales (coupe de l'Onibe, planche 8). Vers le Nord, dans les feuilles Vavatenina et Fénérive, elle prend le nom de série de Vavatenina (P. BUSSIÈRE, 1959).

H. BESAIRIE (1960) place la série d'Ambodiriana dans le Système du Vohibory.

2) APERÇU SUR LES CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES DE LA SÉRIE D'AMBODIRIANA.

La série d'Ambodiriana doit son originalité à plusieurs caractères :

1°) à l'homogénéité des migmatites à biotite, le plus souvent rubanées, qui en constituent la majeure partie ;

2°) à un grand nombre de septa concordants, dont la puissance maximale excède rarement quelques centaines de mètres et qui comprennent, par ordre d'importance, des pyroxénites avec ou sans scapolite, des micaschistes à deux micas ou à biotite seule (minéralisés en disthène, staurotide, sillimanite, grenat), des quartzites à sillimanite, à fuchsite, à grenat, à cummingtonite, à magnétite, des grenatites.

3°) à la rareté du graphite.

3) PÉTROGRAPHIE DES MIGMATITES.

Ces migmatites forment le fond pétrographique de la série d'Ambodiriana : ce sont

des roches leucocrates, homogènes, à texture rubanée, moins souvent ceillée ou amygdalaire (région du mont Bekaka, vallée de la Saranindona), que l'on peut suivre sans interruption sur plusieurs kilomètres.

Au microscope, leur composition est d'une grande monotonie : quartz, microcline abondant, plagioclase acide (oligoclase), myrmékite rare, biotite avec parfois muscovite associée, épidote, sphène et accessoirement zircon et apatite. La structure est hétéroblastique (planche 2, photo 1). Une carotte de sondage provenant de la mine de chrome de Ranomena est extraite d'une migmatite à grenat qui forme un petit banc en contact avec des pyroxénites à diallage et grossulaire. Quartz, microcline, andésine, biotite, muscovite rare et grenat sont les minéraux principaux révélés par le microscope. Il s'y ajoute des minéraux relique tels que hornblende verte, diallage, sphène et calcite, qui prouvent que ces migmatites ont digéré des pyroxénites.

Voici l'analyse chimique de cette migmatite :

SiO ₂	50,40	TiO ₂	2,40
Al ₂ O ₃	22,86	P ₂ O ₅	0,20
Fe ₂ O ₃	0,47	NiO	0,06
FeO	5,97	MnO	0,21
MgO	2,80	Cr ₂ O ₃	0,50
CaO	7,73	CO ₂	0,70
Na ₂ O	3,03	H ₂ O ⁺	0,99
K ₂ O	2,09	H ₂ O ⁻	0,14

100,55

Y. 3 042 B (J. ORLIAC) : Migmatite à biotite et grenat, Ranomena, sondage 12, feuille Tamatave.

4) PÉTROGRAPHIE DES ECTINITES.

Toutes les ectinites de la série d'Ambodiriana se caractérisent par leur gisement en septa dans les migmatites.

a) *Amphibolopyroxénites*.

Elles se présentent en bancs épais de quelques dizaines à quelques centaines de mètres, qui se poursuivent soit en continuité, soit en se relayant sur plusieurs kilomètres dans un même niveau stratigraphique. Elles sont encaissées dans les migmatites et leur abondance suffirait à caractériser la série d'Ambodiriana et à la séparer du groupe du Manampotsy (planche 4). Ce sont des roches vert sombre et feldspathiques, sans orientation nette, souvent ponctuées de grenat rose. Elles rassemblent une grande variété de types pétrographiques.

Amphibolopyroxénites à diallage : elles forment la presque totalité des amphibolopyroxénites de la série d'Ambodiriana. Voici la fréquence des minéraux que l'on peut y trouver, d'après l'examen microscopique de 25 échantillons :

Minéraux	Principaux						Accessoires						
	Pl	Sc	Py	Hv	G	Q	O	Ca	B	Ep	Sp	A	Mi
Fréquence.....	23	4	25	24	17	6	1	4	1	2	12	2	10

Pl = plagioclase ; Sc = scapolite ; Py = pyroxène monoclinique ; Hv = hornblende verte ; G = grenat ; Q = quartz ; O = microcline ; Ca = calcite ; B = biotite ; Ep = épidote ; Sp = sphène ; A = apatite ; Mi = minéral.

Le plagioclase est basique (bytownite, anorthite), il se présente en plages parfois zonées, d'aspect trouble, pœcilitique ; la scapolite peut lui être associée (planche 22, photo 5) et polarise toujours dans les tons vifs (mizzonite) ; le pyroxène vert clair est un diallage dans lequel entrent de fortes proportions de diopside et parfois d'hédenbergite, il montre des plages xénomorphes souvent résiduelles, fortement corrodées ; la hornblende verte est primaire ou de néoformation (elle se substitue alors au pyroxène et peut prendre suffisamment d'importance pour devenir le constituant principal de la roche) ; le grenat est rose, pœcilitique, et donne parfois des auréoles réactionnelles au contact de la hornblende verte et du plagioclase (planche 22, photo 6) ; le quartz (métasomatique) est xénomorphe ou forme des filonnets à travers la roche (planche 22, photo 3) ; le minéral peut être de la pyrite. Nous donnons dans le tableau I l'analyse chimique (Y. 8 047) d'une de ces roches (à scapolite, bytownite, diallage et grenat).

Enfin, nous devons signaler quelques rares amphibolopyroxénites remarquables par l'importance qu'y prennent la zoïsité et l'épidote, aussi bien en plages de grandes dimensions que sous forme de saussurite dans la bytownite. Ce sont des roches très calciques où le diallage est résiduel et qui assurent une transition vers les épidotites.

Amphibolopyroxénites à diallage de Ranomena : nous rattachons à la série d'Ambodiana les amphibolopyroxénites des carottes des sondages 12 et 12 A de la mine de Ranomena. Ces amphibolopyroxénites sont localisées à la limite des harzburgites et du groupe du Manampotsy. Elles ont subi un métamorphisme de contact qui leur a apporté un peu de chrome (cristallisé sous forme de petits octaèdres de chromite) un peu de nickel et probablement du magnésium. Nous donnons dans le tableau I les analyses chimiques effectuées sur ces roches. Voici d'autre part leur composition minéralogique.

Y. 3 042 A. Pyroxénite à diopside (sondage 12) : scapolite, diallage, grossulaire, hornblende verte, olivine, calcite, chromite. Structure hétéroblastique. Ce faciès est à la fois en contact avec la harzburgite et avec la migmatite objet de l'analyse Y. 3 042 B.

Y. 3 045 B. Amphibolopyroxénite à grenat (sondage 12) : diopside, hornblende verte, grenat, calcite, talc (altération du diopside), chromite. Structure granoblastique. Cette roche est en contact avec des gneiss à sillimanite.

Y. 3 048. Pyroxénite à diallage (sondage 12 A, profondeur 21 m) : mizzonite, diallage, grossulaire, hornblende verte, sphène, chromite.

Structure granoblastique. Cette pyroxénite est interstratifiée entre un amas de harzburgite et une petite loupe de wehrlite située 5,60 m plus bas.

Amphibolopyroxénites à hypersthène : ces roches ne sont pas courantes ; nous en avons cependant trouvé un niveau important au sommet de la série, près des sources de la Ranolalina et quelques gisements sont disséminés sur toute l'étendue des feuilles Antanamalaza et Foulpointe. Voici leur composition minéralogique établie au microscope sur 7 échantillons :

Minéraux	Principaux						Accessoires		
	Pl	Hyp	Py	Hv	G	Q	B	Sp	Mi
Fréquence.....	6	7	6	7	2	1	1	2	4

Pl = plagioclase ; Hyp = hypersthène ; Py = pyroxène monoclinique ; Hv = hornblende verte ; G = grenat ; Q = quartz ; B = biotite ; Sp = sphène ; Mi = minéral.

Le plagioclase, parfois zoné (andésine, labrador), peut être absent ; le grenat est poëcilitique et renferme des résidus vermiculés de pyroxène ; l'hypersthène et le pyroxène monoclinique (diallage) sont résiduels et ponctués de gouttelettes de quartz ; la hornblende verte paraît être de néoformation. Nous y avons aussi relevé des traces de cataclase.

Il convient de leur associer des pyroxénites non-feldspathiques, sans diallage ni sphène, caractérisées par l'association hypersthène-cummingtonite.

b) *Amphibolites.*

A l'affleurement, elles se présentent comme les amphibolopyroxénites dont elles dérivent. A l'intérieur de cette catégorie, on peut distinguer des amphibolites à grenat, des amphibolites quartziques et des amphibolites banales.

Amphibolites à grenat.

(Hornblende verte, plagioclase souvent zoné, grenat et, accessoirement, biotite, épidote, calcite, chlorite, quartz, sphène, apatite et minéral). Leur structure est granoblastique, rarement granonématoblastique. Les grenats forment souvent des auréoles réactionnelles au contact des plagioclases et de l'amphibole. Le plagioclase peut être absent comme dans la roche objet de l'analyse 3 045 A (tableau I) où l'amphibole s'accompagne d'un peu de grenat et de biotite (sondage 12 de la mine de Ranomena).

Amphibolites quartziques à hornblende verte et quartz métasomatique plus ou moins abondant. Le plagioclase (bytownite) accompagné ou non de mizzonite est parfois absent ; les minéraux accessoires sont l'épidote, le grenat et le sphène. Les formes non-feldspathiques font la transition avec les quartzites à amphibole.

Amphibolites banales à plagioclase (andésine ou bytownite), hornblende verte et accessoirement sphène. Leur structure est tantôt granoblastique, tantôt granonématoblastique. Par disparition du plagioclase et du sphène, on passe à des hornblendites qui, lorsqu'elles sont peu ferrifères, sont analogues à celles qui dérivent du métamorphisme des roches ultrabasiques. Enfin, mentionnons l'association plagioclase-hornblende verte anthophyllite d'un échantillon ramassé 3,5 km à l'Ouest de Maintimbato (feuille Antanamalaza).

c) *Quartzites.*

L'abondance des niveaux de quartzites qui se poursuivent sur plusieurs kilomètres avec une épaisseur variant de quelques mètres à un kilomètre (quartzite blanc d'Antanamalaza) constitue un autre trait original de la série d'Ambodiriana. Ces quartzites offrent une grande variété de types pétrographiques que nous avons classés d'après leurs minéraux caractéristiques :

Quartzites à hornblende : ils sont composés de quartz de néoformation, d'amphibole — accompagnée d'un peu de diallage résiduel —, et paraissent dériver d'amphibolites ayant subi une importante métasomatose siliceuse.

Quartzites à cummingtonite : la cummingtonite présente souvent les mâcles caractéristiques de la grünerite ; elle est accompagnée généralement par du grenat (planche 22, photo 4) et exceptionnellement par un pyroxène.

Quartzites à grenat : le grenat est moins abondant que le quartz ; il s'accompagne de magnétite et dans quelques cas de diallage.

Quartzites à sillimanite : ce sont des roches blanches très altérables, où la sillimanite est distribuée en paquets de fibres flexueuses (planche 22, photo 2).

Quartzites à fuchsite : ils sont caractérisés par leur magnifique couleur verte. Au microscope, on voit que la fuchsite est accompagnée parfois de sillimanite et de grenat.

Quartzites à magnétite : ils sont extrêmement rares.

Quartzites à jaciès itacolumite : ils constituent un banc important à l'Ouest d'Ante-tezana.

d) *Grenatites*.

Au sein des autres formations, notamment les quartzites, elles affleurent en concordance sur quelques mètres. Le grenat qui les compose (pour plus de 50 %) est rose pâle ou rose orangé au microscope, rose, rouge ou brunâtre à l'œil nu. Dans quelques-unes d'entre elles, nous avons recherché qualitativement la présence de manganèse : nous avons obtenu des résultats positifs qui nous conduisent à admettre qu'une proportion plus ou moins importante de spessartite entre dans leur composition. Cummingtonite et quartz accompagnent le plus souvent le grenat (ces grenatites s'apparentent alors aux quartzites à cummingtonite) mais la hornblende verte, le plagioclase et la pyrite peuvent également être présents.

e) *Gneiss*.

Associés aux migmatites, ils forment des septa de quelques centaines de mètres d'épaisseur. Une forte altération latéritique ne laisse généralement intacts à l'affleurement que les plus feldspathiques d'entre eux. Ce sont des roches assez peu courantes dans la série d'Ambodiriana et elles n'y sont jamais exemptes de métasomatose siliceuse.

Gneiss à deux micas : nous n'en avons trouvé que dans les vallées de l'Ifontsy et de la Namandrano (feuille Foulpointe), associés à des micaschistes à deux micas et grenat. Leur composition est la suivante : quartz, oligoclase, biotite, muscovite, zircon. La structure est granoblastique.

Gneiss à biotite : ils sont présents aussi bien sur la feuille Foulpointe que sur la feuille Antanamalaza. Aux minéraux principaux — quartz, oligoclase (parfois saussuritisé) biotite — s'ajoutent accessoirement le microcline, la myrmékite, le sphène, l'apatite, le zircon, le graphite et la chlorite d'altération. La structure est toujours granoblastique.

Gneiss à amphibole : nous en avons observé en trois points : l'un sur la feuille Foulpointe (près d'Ambodihazina) et les deux autres sur la feuille Antanamalaza, à Ampasimainty et dans la forêt de l'Angomoa. Ils renferment quartz, oligoclase — andésine (saussuritisée), hornblende verte, biotite (dans un seul échantillon), grenat, (sphène), apatite, zircon et minéral. Leur structure est granoblastique.

f) *Micaschistes*.

Comme ils sont friables et très altérables, il est difficile d'estimer leur importance. Ils apparaissent en bancs de quelques mètres d'épaisseur, souvent arénisés, et il n'y a que dans les environs d'Ambodiriana que l'on peut les observer intacts. Ce sont des micaschistes à deux micas — plus rarement à biotite seule — toujours quartzeux, sur lesquels nous avons relevé les associations minérales suivantes : biotite-muscovite-grenat, biotite-muscovite-sillimanite, biotite-sillimanite, biotite-sillimanite-muscovite-disthène, biotite-muscovite-disthène-staurotide, biotite-muscovite-disthène. Ils contiennent des rognons de fibrolite dans lesquels il n'est pas rare de voir des pseudomorphoses en disthène. La staurotide ponctue la roche de petits grains noirs. C'est à ces micaschistes qu'il faut attribuer les cristaux de staurotide, de disthène et (partiellement) de sillimanite que nous avons trouvés dans les fonds de batée prélevés dans toute la région (planche 5).

Aux micaschistes se rattachent une roche dont nous avons trouvé un seul exemple, en bloc éluvionnaire, et qui, selon A. LACROIX (1923), constitue le gisement primaire du corindon d'Antohidrano (petit village situé dans l'extrême Sud de la feuille Foulpointe). « Sa cassure est à gros grains : elle est essentiellement constituée par du corindon gris perle, en plaques de 3 à 4 millimètres en moyenne, avec quelques cristaux de plus grande ou de plus faible dimension. On y distingue en outre à l'œil nu de petites plaques de muscovite et de biotite chloritisée, ainsi que de petites taches blanches, terreuses, représentant probablement des feldspaths disparus. L'examen microscopique met en évidence une structure granoblastique : quelques contours hexagonaux s'observent seulement de loin en loin. Le corindon présente de très nombreux plans de séparation, suivant p, accompagnés de macles. Ses contours, ses plans de séparation sont très souvent envahis par la damourite... Cette roche est intercalée au milieu de schistes graphiteux à sillimanite et aussi d'amphibolites ».

g) *Epidotites*.

Ce sont des accidents pétrographiques aux dimensions restreintes (quelques dizaines de cm d'épaisseur) à l'intérieur ou au contact des amphibolopyroxénites et des migmatites. L'épidote est le minéral dominant et donne à la roche une teinte vert-jaune. Elle est accompagnée de zoisite (exceptionnellement d'allanite), de plagioclase saussuritisé et de calcite. (Il existe un affleurement d'épidotite très accessible, sur la piste qui longe l'Ivoloina, 2 km au Sud-Ouest de Fotsimavo, feuille Foulpointe).

5) CARACTÈRES GÉOCHIMIQUES.

Dans la série d'Ambodiriana, la séquence quartzo-feldspathique est prédominante : elle est représentée par les migmatites micacées qui résultent d'une métasomatose essentiellement siliceuse. (Cette métasomatose n'apparaît d'ailleurs pas uniquement dans les migmatites à biotite, mais aussi, comme nous l'avons déjà montré, dans les roches amphiboliques où l'on note souvent du quartz de néoformation). Les autres séquences ne forment que des septa dans cette séquence quartzofeldspathique :

— Les amphibolopyroxénites et les amphibolites sont caractérisées par leur pauvreté en fer (tableau d'analyses I) et certaines sont très riches en chaux (Y. 3 042 A). Leurs paramètres ACF les placent soit dans la séquence calcareuse (diagramme de Fyfe, Turner et Verhoogen, planche 9), soit dans la séquence basique où elles sont déficitaires en alumine. L'origine de ces roches peut être éruptive ou sédimentaire. La forte teneur en chaux de certaines d'entre elles — bien que ce ne soit là qu'un argument peu solide — nous incite à penser qu'une origine sédimentaire est plus vraisemblable. (Au sujet de l'origine des pyroxénites calciques du groupe du Manampotsy, nous avons déjà admis cette hypothèse).

— Les micaschistes sont alumineux ou hyperalumineux et leur origine est très probablement pélitique.

— Les quartzites correspondent soit à d'anciennes roches détritiques, soit à des culminations de silice dans certains niveaux, au cours du métamorphisme régional. De même, les traces de chrome relevées sur les quartzites à fuchsite peuvent avoir aussi bien une origine métasomatique (imputable à la proximité des roches minéralisées en chrome de la série de la Rianila) qu'une origine primaire.

Quelle que soit l'origine des diverses séquences, la série d'Ambodiriana présente des caractères géochimiques bien particuliers :

— Elle est plus calcique et plus siliceuse que le groupe du Manampotsy et ne contient que très peu de graphite.

— Elle est notablement plus siliceuse et plus alumineuse que le groupe de Beforona (région de Maroseranana).

6) ZONÉOGRAPHIE.

a) *Zonéographie de J. JUNG et M. ROQUES.*

Les roches de la séquence repère alumineuse, bien qu'elles ne jouent qu'un rôle secondaire, sont représentées en de nombreux points de la série d'Ambodiriana. Nous avons relevé les paragenèses suivantes :

Gneiss	}	Quartz-plagioclase (saussuritisé)-biotite-muscovite.
Micaschistes	}	Quartz-biotite-muscovite-sillimanite-(disthène).
(largement	}	Quartz-biotite-muscovite-grenat.
crystallisés)	}	Quartz-biotite-muscovite-disthène-staurotide.

Ces paragenèses sont caractéristiques de la zone Z 2.

b) *Minéral faciès.*

Dans les autres séquences, nous avons trouvé :

Pyroxénoamphibolites à diallage : (Bytownite)-hornblende-grenat-diallage.

Cette paragenèse est caractéristique du sous-faciès diopside-hornblende-almandin (échantillon Y. 3 045 B, planche 11).

Bytownite-(scapolite)-diallage-(grenat).

Cette association est celle de l'échantillon Y. 8 047 ; elle a été reportée sur les diagrammes ACF correspondant au sous-faciès sillimanite-almandin (où à notre avis, la présence de scapolite est possible) et au sous-faciès diopside-hornblende-almandin (planche 10). La présence de grenat introduit une phase supplémentaire qui correspond à un minéral persistant.

Bytownite-diallage-hornblende verte.

Bytownite (saussuritisée)-diallage-hornblende verte-zoïsite.

Ces associations minérales sont caractéristiques du sous-faciès sillimanite-almandin mais aussi du sous-faciès diopside-hornblende-almandin.

Diallage-grossulaire-calcite-(scapolite-hornblende verte).

— La paragenèse diallage-grossulaire-calcite est caractéristique du sous-faciès sillimanite-almandin (échantillon 3 042 A, planche 10) mais la présence de hornblende verte et de scapolite correspond à des phases supplémentaires.

Dans toutes ces paragenèses, le sphène est fréquent.

Pyroxénites à hypersthène : plagioclase-hypersthène-diallage-hornblende verte-(grenat).

La paragenèse plagioclase-hypersthène-diopside est caractéristique du faciès granulite mais l'abondance de la hornblende verte de néoformation et la présence du grenat sont symptomatiques d'un déséquilibre.

Amphibolites : plagioclase-hornblende-grenat.

Cette association minérale est stable aussi bien dans le sous-faciès staurotide-disthène que dans le sous-faciès sillimanite-almandin. L'échantillon Y. 3 045 A (planche 10) est essentiellement composé de hornblende avec très peu de plagioclase, biotite, grenat.

Quartzites : quartz-cummingtonite-grenat.

Cette association est stable dans le sous-faciès staurotide-disthène du faciès amphibolite (roche sans chaux).

c) *Correspondance des deux zonéographies.*

Les paragenèses utilisées dans la zonéographie de J. JUNG et M. ROQUES se retrouvent dans le sous-faciès staurotide-disthène où la biotite est un minéral persistant, toujours présent.

d) *Conclusion.*

Dans la série d'Ambodiriana, nous trouvons les paragenèses caractéristiques de la zone Z 2 des gneiss supérieurs (zonéographie de J. JUNG et M. ROQUES) ainsi que les paragenèses caractéristiques des sous-faciès de plus haute et de plus basse intensité du faciès amphibolite (P. ESKOLA, F.J. TURNER). Les associations minérales en équilibre y sont très rares et, fait important, le microscope nous a montré des structures résiduelles nombreuses et des auréoles réactionnelles entre divers minéraux. On peut donc dire que la *série d'Ambodiriana a subi une diaphorèse*. (Sur la planche 5, nous donnons la répartition de trois minéraux caractéristiques du métamorphisme des roches alumineuses : la sillimanite, le disthène et la staurotide. Leur répartition — même en tenant compte de l'étalement des zones par le cheminement des minéraux alluvionnaires — est sans relation avec la tectonique).

C. — LE GROUPE DU MANAMPOTSY

Il apparaît seulement au cœur de deux petits synclinaux situés, l'un au Sud de la feuille Foulpointe, près de la vallée de l'Ivoloina, l'autre au Sud-Ouest de la feuille Antanamalaza, dans le bassin de la Ranolalina. Pétrographiquement, il est constitué de gneiss graphiteux et de migmatites dans lesquels s'intercalent quelques bancs de pyroxénites à scapolite.

Tableau I
ANALYSES CHIMIQUES DES AMPHIBOLOPYROXÉNITES

	W. 1 620	Y. 8 047	Y. 3 042 A	Y. 3 045 A	Y. 3 045 B	Y. 3 048
SiO	52,0	49,0	35,94	46,15	44,74	38,78
Al ₂ O ₃	11,4	19,05	4,73	9,34	6,52	4,34
Fe ₂ O ₃	—	0,35	1,21	2,23	0,99	0,69
FeO	5,35	6,6	9,25	10,27	10,91	8,76
MgO	7,4	2,35	5,56	11,24	11,27	20,95
CaO	18,25	18,0	28,59	14,58	18,52	14,95
Na ₂ O	2,65	2,3	0,35	0,39	0,37	0,21
K ₂ O	0,45	0,2	0,37	0,40	0,40	0,20
TiO ₂	0,45	0,65	0,37	0,40	0,40	0,20
P ₂ O ₅	0,25	0,85	0,28	—	—	0,42
NiO	non dosé	—	0,11	0,11	0,10	0,29
MnO	0,1	0,2	0,28	0,05	0,29	0,16
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0,70	0,90	1,50	1,00
CO ₂	n.d.	n.d.	10,80	1,23	1,78	3,25
SO ₂	1,0	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,15	0,30	1,09	1,69	1,73	4,59
H ₂ O ⁻	0,10	0,10	0,15	0,20	0,45	0,33
Total	99,55	99,95	99,41	98,78	99,57	98,92
<i>Paramètres de Niggli.</i>						
si	115,9	115,25	69,5	93,55	85,53	65,5
al	15,0	26,4	5,3	11,1	7,35	4,3
fm	34,9	22,74	34,8	56,7	54,0	68,4
c	43,6	45,34	59,2	31,6	38,0	27,1
alk	6,4	5,51	0,7	0,6	0,7	0,3
<i>Paramètres A C F</i>						
A	12,4	25,0	4,9	12,7	7,1	4,5
C	59,5	49,1	62,3	33,5	40,5	27,2
F	28,1	25,9	32,8	53,8	52,4	68,4

- W. 1 620 (J. ORLIAC). Pyroxénite à diopside. Groupe du Manampotsy (Ambodikinina, feuille Ambodilazana).
- Y. 8 047 (J. ORLIAC). Pyroxénite à diallage et grenat. Série d'Ambodiriana (près de Sahavata, feuille Foulpointe).
- Y. 3 042 A (J. ORLIAC). Pyroxénite à diallage et grossulaire. Série d'Ambodiriana (Ranomena, feuille Tamatave).
- Y. 3 045 A (J. ORLIAC). Amphibolite à grenat et biotite. Série d'Ambodiriana (Ranomena, feuille Tamatave).
- Y. 3 045 B (J. ORLIAC). Amphibolopyroxénite à diallage et grenat. Série d'Ambodiriana (Ranomena, feuille Tamatave).
- Y. 3 048 (J. ORLIAC). Pyroxénite à grossulaire. Série d'Ambodiriana (Ranomena, feuille Tamatave).

D. — LES ROCHES ÉRUPTIVES RÉCENTES

Ce sont des roches d'origine volcanique qui se présentent en dykes subméridiens, exceptionnellement en necks. Abondantes près de la côte, elles se raréfient progressivement vers l'Ouest.

a) *Microgranites.*

Ils constituent des dykes qui peuvent atteindre une centaine de mètres de puissance. Ces dykes se relayent suivant une direction N 10° E dans la partie orientale de la feuille Antanamalaza qu'ils traversent presque complètement. Vers le Nord, ils se prolongent jusqu'à Vavatenina où A. LACROIX (1923) les avait décrits. Ils contiennent de la micropegmatite en plages étoilées, accompagnée d'orthose, d'andésine, d'un peu de quartz et de biotite. A. LACROIX donne une analyse de ces roches (An. 23) et leurs paramètres CIPW : I'. '4. (1) 2.3.

b) *Dolérites et basaltes.*

Ils forment des dykes d'orientation subméridienne qui sont extrêmement nombreux dans la feuille Foulpointe où ils jalonnent des cassures récentes. Ces dykes se désagrègent en boules qui résistent bien à l'altération. De petits necks (100 m de diamètre) émergent à peine au-dessus des sables côtiers au Nord d'Antetazana. La texture de ces roches est généralement doléritique pour les dykes les plus épais (50 m environ), microlitique pour les plus minces. Au microscope, ces roches montrent une remarquable unité de composition : labrador, augite, chlorite d'altération, magnétite. Les mouches de pyrite y sont fréquentes.

E. — LES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

a) *Sédiments crétacés.*

Ils ne sont représentés que par des lambeaux d'argiles gréseuses bariolées, situés à la limite du socle cristallin et des sables du littoral, dans le Sud de la feuille Foulpointe. Les plus beaux affleurements se trouvent au Nord d'Antetazambato. Dans une carrière, nous avons vu un niveau sablo-argileux, avec des exemples typiques de stratification entrecroisée, se superposer à un niveau horizontal argileux avec rognons marno-gréseux. R. LAUTEL (1951) a trouvé là un fragment non déterminable d'Ammonite. Il date ces sédiments du Sénonien supérieur, par rapprochement avec le gisement d'Andevoranto dont BOULE et THÉVENIN ont déterminé la faune.

b) *Sables côtiers.*

Ils occupent, le long du littoral, une bande de 1 à 4 km de largeur. Ils sont graveleux et des exemples de stratification entrecroisée sont visibles dans des sablières, au Nord du bac de l'Onibe. Ils s'agglomèrent parfois pour donner des tables gréseuses (au Sud d'Ambodiatafana) tandis que leur partie supérieure s'est accumulée en dunes. Sur photos aériennes, on repère aisément la trace des anciens rivages (plages fossiles), laissée par la mer en se retirant.

c) *Alluvions.*

Sur la côte, les zones alluviales sont nombreuses. Près de l'embouchure des fleuves, notamment dans la vallée de l'Ifontsy, nous avons pu mettre en évidence les vestiges d'une ancienne terrasse. Plus à l'intérieur, les cours d'eau n'ont pas atteint leur profil d'équilibre et leur régime torrentiel ne favorise pas la formation de plaines alluviales : celles-ci sont rares et de petites dimensions.

2° — TECTONIQUE

a) *Tectonique souple.*

Elle s'organise autour d'un anticlinal orienté E.NE-W.SW qui naît dans la région de Foulpointe (nous l'avons appelé anticlinal de Foulpointe) et va s'envoyer dans la partie centrale de la feuille Antanamalaza (planche 4). Au Sud de cet anticlinal, dans la vallée de l'Ivoloina, on rencontre plusieurs petits syn linaux et anticlinaux pincés dont les axes incurvés amènent quelques directions subméridiennes au Nord d'Ambodiriana. Plus au Sud, succède à ces plis pincés une vaste ride anticlinale déversée vers le Nord, qui prend toute son ampleur dans les feuilles Tamatave et Ambodilazana pour s'envoyer finalement sous le groupe du Manampotsy, à hauteur de la vallée de l'Ivondro. Au Nord de l'anticlinal de Foulpointe, les plis se resserrent de plus en plus et laissent de nouveau apparaître un déversement vers le Nord, à la limite avec la feuille de Vavatenina, et les lignes de schistosité ont une orientation générale E-W, perturbée par une voûte anticlinale subcirculaire dans la région du Mont Bakaka. Dans la partie occidentale de la feuille Antanamalaza, on observe un redressement général des couches vers le Nord, tandis que les pendages se font vers l'Ouest.

b) *Tectonique cassante.*

Sans doute à cause de l'importante couverture latéritique, seule la tectonique récente a pu être mise en évidence.

Elle est soulignée par le cheminement des laves crétacées qui ont emprunté ses nombreuses fractures ouvertes pour monter vers la surface (les brèches volcaniques sont rares). R. LAUTEL (1952) a émis l'hypothèse que ces fractures subméridiennes avaient abaissé en marches d'escalier le plateau cristallophyllien malgache jusqu'à la mer. Cette hypothèse, pour séduisante qu'elle soit, ne doit pas nous faire oublier le rôle qui revient à l'érosion qui est intense.

3° — RESSOURCES MINÉRALES

Hormis la chromite qui représente sa principale richesse minérale et que nous étudierons au chapitre réservé aux minéralisations de la série de la Rianila, la région Antanamalaza-Foulpointe comprend quelques indices d'un intérêt économique inégal.

1) LE TITANE.

Les sables de plage de la côte Est offrent parfois des teneurs intéressantes en ilménite. Les plages les plus minéralisées de la feuille Foulpointe ont été signalées par J. BÉHIER (1954), de l'embouchure de l'Onibe à Foulpointe, à Ankadirano, à Fasandiana et au Sud d'Ambodihatafana. Une reconnaissance par sondage (BUMIFOM) a permis d'estimer les réserves de deux gisements situés au Nord de Foulpointe : le plus important est une plage fossile contenant 130 000 tonnes d'ilménite réparties dans des sables dont la teneur égale 25 %. Le deuxième gisement contient 25 000 tonnes d'ilménite et les sables ont une teneur de 18 %.

H. BESAIRIE (1960) donne l'analyse suivante de l'ilménite de Foulpointe :

TiO ₂	43,49
FeO	27,53
Fe ₂ O ₃	26,89
MnO	0,63
P	0,012

2) LE CORINDON.

Les indices les plus importants ont été recueillis près du village d'Antohidrano où A. LACROIX les signalait dès 1923 comme provenant « d'une roche intercalée au milieu des schistes graphiteux à sillimanite et aussi d'amphibolites ». A proximité d'Antohidrano, il existe en effet des micaschistes à sillimanite mais nous n'avons trouvé qu'un seul petit bloc isolé ressemblant à la corindonite décrite par A. LACROIX. (Cf. la pétrographie de la série d'Ambodiriana, les micaschistes). Dans le même niveau pétrographique, nous avons vu des petits blocs de corindon éluvionnaires, blancs à la cassure mais recouverts d'une patine brunâtre (piste d'Ambatobe, X. 897,8 — Y. 696,8) et des blocs alluvionnaires dans la Manonery (X. 898,3 — Y. 698,1). Enfin, R. LAUTEL (1951) signale du corindon dans la Sahasandary, à hauteur d'Iambovinany. Il semble donc probable qu'il existe, près d'Antohidrano, un niveau stratigraphique minéralisé en corindon sur plusieurs kilomètres.

3) LE QUARTZ.

La Société du Quartz de Madagascar, en accord avec le Service des Eaux et Forêts, exploite, par ramassage, du quartz hyalin à usage piézoélectrique, près du ruisseau Leonteza, dans la forêt de la réserve naturelle n° 3 (dite de la Samboamanitra). Le gisement principal est constitué par un glissement de terrain qui a arraché aux migmatites encaissantes les débris d'une pegmatite contenant de grands prismes de quartz hyalin, pouvant peser jusqu'à 60 kg. Dans la niche d'arrachement on ne voit plus de trace de la pegmatite mais sur la langue de glissement, on remarque, mêlés au quartz, des débris de micas et quelques cristaux de beryl semi-gemme.

Le gisement est déjà écrémé ; la production peut atteindre au maximum quelques dizaines de kilogrammes par mois de quartz classé.

D'autres indices de quartz hyalin nous ont été signalés près du confluent de la Font-sialalana et de l'Onibe ainsi que dans la région d'Antenina (vallée de l'Ivoloina) où ils ont été couverts par un permis.

4) AUTRES INDICES.

Le graphite forme un banc d'une dizaine de centimètres d'épaisseur, encaissé dans les amphibolopyroxénites au Nord de la feuille Antanamalaza, dans la haute vallée de l'Angomoa.

L'or a été exploité par orpaillage dans la vallée de l'Angomoa, au lieu dit Andakagera. Nos fonds de batée en ont révélé quelques points (planche 6).

Nous avons cherché, sans résultat, de la cassitérite dans la région de Menafotaka (feuille Foulpointe) à partir des indices alluviaux qui figurent sur la carte de la planche 6.

Le disthène et la sillimanite repérés dans toute la région sont particulièrement abondants dans l'Ambatofotsy (feuille Foulpointe). Le disthène peut être recueilli au jig, dans des petits flats, près de Menafotaka, tandis que la sillimanite forme des blocs éluvionnaires de fibrolite près d'Ambodinofa.

5) SOURCES THERMALES.

Nous avons échantillonné l'eau de deux sources thermales situées de part et d'autre de l'Onibe, dans la feuille Antanamalaza.

— La source d'Andranomafana, 200 m au Sud du village du même nom, se trouve au confluent d'un ruisseau et de la Nangy. L'eau sourd à une température de 53°, avec un débit estimé à un demi-litre par seconde. Il se produit un dégagement de SH_2 au griffon et des dépôts salins sur les roches avoisinantes.

— La source de la Vohitsara, 400 m à l'Ouest du village du même nom, naît dans le lit d'un petit ruisseau à 200 m de son confluent avec la Sahafatra. L'eau sort à 40° pour se mélanger aussitôt à celle du ruisseau. Il y a également un dégagement gazeux à odeur de SH₂. Le débit avoisine 1 l/s.

Voici les analyses de ces eaux effectuées par P. ROSE (mg/l) :

	Andranomafana	Vohitsara
Résidu sec	287	213
DHT	2°	1°
pH	7,8	7,1
K ₂ O	0,25	0,25
Na ₂ O	108	89
Ca	2	2
Mg	4	1
Cl	17	17
SO ₄	43	16
CO ₃	57	51
SiO ₂	90	54

DEUXIÈME PARTIE

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET CHIMIQUE
DE LA SÉRIE DE LA RIANILA

CHAPITRE IV

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ROCHES BASIQUES

DANS le chapitre II, nous avons présenté, pour la feuille Maroseranana, le mode de gisement et le cadre géologique des roches basiques de la série de la Rianila dont nous proposons maintenant une étude pétrographique. Afin de rechercher une extension possible de la série, en dehors de la région de Maroseranana, nous avons complété notre documentation en examinant des roches basiques prélevées en différents points de la côte orientale, autour de Tamatave :

— Sur la rive orientale du lac Alaotra, à Ambatosoratra (110 kilomètres au Nord-Ouest de Tamatave), nous avons trouvé des gabbros anciens qui forment dans le groupe de Beforona un petit massif de 4 km², cartographié par P. BRENON en 1949. Selon cet auteur, ces gabbros sont du même type que ceux du massif de l'Ankitsika (Nord du lac Alaotra).

— Dans la feuille Manakambahiny, à 85 kilomètres au Nord-Ouest de Tamatave, plusieurs sills gabbroïques (planche 7) prolongent vers le Sud le massif de charnockites malgachitiques cartographié par P. BRENON (1949) et R. LAUTEL (1950). Nous les avons échantillonnés dans la vallée de l'Onibe.

— Dans la feuille Ranomafana (levée par M. RANTOANINA en 1959), à 110 km au Sud-Ouest de Tamatave, des massifs gabbroïques (planche 7) de quelques kilomètres carrés sont interstratifiés soit dans les gneiss de Beforona (de part et d'autre de la route Tananarive-Tamatave, à l'Ouest de Ranomafana), soit dans les gneiss du Manampotsy (à l'extrême Sud de la feuille). Ces gabbros ont été échantillonnés par M. RANTOANINA.

— Dans la feuille Antanambao-Manampotsy, 170 km au Sud-Ouest de Tamatave, nous devons à G. NOIZET une série d'échantillons de vieux gabbros recueillis à l'Est de Betoka.

— De la feuille Antanandehibe (à la latitude de Mahanoro), 200 km au Sud-Ouest de Tamatave, O. DOTTIN nous a communiqué des échantillons de gabbros anciens qui proviennent de trois massifs de 4 km² chacun, interstratifiés dans le groupe du Manampotsy, près de Manjakandriana.

Nous étudierons d'abord les gabbros les moins transformés, puis les différents stades d'évolution qui conduisent à des amphibolites d'une part, à des charnockites d'autre part.

A. — ÉTUDE MICROGRAPHIQUE

1) NORITES PEU TRANSFORMÉES.

Nous pouvons proposer comme type de ces roches l'échantillon de l'analyse Y. 2 815 (tableau II). Il est composé de labrador (anorthite 65 %), d'orthopyroxène fortement pléochroïque, de diallage, de hornblende verte (peu) et de minéral. C'est une norite à peu près exempte d'ouralitisation, dont la structure très peu cataclastique est celle d'une roche grenue hypidiomorphe à plagioclase en caisson (planche 21, photo 1).

— L'échantillon de l'analyse Y. 2 727 diffère de la roche précédente par l'absence de diallage et une structure cataclastique plus accusée que mettent en évidence les flexions des macles des plagioclases.

Ces deux échantillons proviennent du massif de l'Andriantantely mais on peut trouver les mêmes dans le massif de l'Ankera, dans les sills gabbroïques de la feuille Maroseranana, à l'Ouest de Lohariandava, et dans le petit massif qui est situé en bordure de la route de Tananarive-Tamatave, à l'Ouest de Ranomafana. Les variations essentielles de composition et de structure de ces norites peuvent porter sur le développement plus ou moins grand de franges de hornblende qui est verte autour du diallage ou vert-brunâtre autour de l'hypersthène, ainsi que sur l'apparition de structures en mortier.

2) WEBSTÉRITES.

Les gabbros de l'Andriantantely contiennent quelques ségrégations basiques holomélanocrates, peu métamorphisées, à structure grenue à gros grain, dont on trouve des exemples dans la vallée de la Rianila. Leur composition minéralogique — bronzite (avec inclusions de Schiller), diallage, hornblende verte de néoformation (rare) — en fait des webstérites peu ouralitisées. Les clivages des pyroxènes ont subi quelques déformations (planche 21, photo 2).

3) DOLÉRITES A STRUCTURE CONSERVÉE.

Dans ces roches les déformations mécaniques et la recristallisation des minéraux n'ont pas suffi à détruire la structure primitive. Ce sont des roches noires, souvent constellées de petits grenats. Leur texture ophitique apparaît à l'œil nu ; au microscope, le labrador en lattes enchevêtrées isole des îlots de ferromagnésiens, essentiellement constitués d'ouralite : cette ouralite se développe en auréoles kéliphitiques autour des pyroxènes (augite ou hypersthène) et ronge les lattes de plagioclase au contact desquelles on voit parfois de petits grenats en traînées (planche 21, photo 3).

Ces dolérites forment de petits sills dans la feuille Maroseranana et dans la feuille Manakambahiny.

4) GABBROS A OLIVINE EN VOIE DE TRANSFORMATION.

Si dans ces gabbros les déformations mécaniques prennent déjà une certaine importance, elles n'affectent pas encore la texture grenue de la roche. Le plagioclase (labrador basique) est associé à de l'hypersthène fortement pléochroïque (planche 20, photo 5), accompagné ou non de diallage-augite et d'olivine peu serpentinisée ; la hornblende brunâtre ou verte se développe sur la bordure des pyroxènes ou forme quelques rares plages de néoformation. Mais, le trait le plus caractéristique est la présence autour de l'olivine, plus rarement autour de l'hypersthène, d'une double auréole d'amphibole constituée de petits cristaux allongés, disposés radialement (planche 21, photo 4). Ce double cerne d'amphibole doit être considéré comme une auréole réactionnelle entre le labrador et l'olivine. La structure est plus ou moins cataclastique.

A ce type de gabbro appartiennent les échantillons des analyses Y. 8 560, Y. 8 567, Y. 8 572 et P. 1 815. *Les gabbros à olivine sont associés à des norites* dans les massifs de l'An-

driantantely et de l'Ankera, dans les petits massifs situés à l'Ouest de Ranomafana et près de Manjakandriana (feuille Antanandehibe), ainsi que dans les sills de la feuille Manakambahiny. Ils constituent aussi l'essentiel du petit massif d'Ambatosoratra, sur les bords du lac Alaotra.

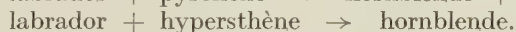
5) ORTHOPYROXÉNITES.

Dans ce type de roche, la texture grenue des gabbros a disparu au profit de textures plus ou moins foliées ou mylonitiques. Ce sont des roches souvent mélanocrates, composées en général de labrador partiellement recristallisé, d'hypersthène et de diallage-augite en résidus, d'ouralite et de hornblende de néoformation en plages abondantes. Le grenat s'associe à ces minéraux dans les échantillons des analyses Y. 8 525, Y. 8 561, Y. 2 723. La structure est très cataclastique : tous les minéraux primitifs sont broyés et déformés (macles en S des plagioclases, planche 20, photo 6) et le labrador a partiellement recristallisé.

Le passage vers des orthoamphibolites s'effectue dans l'échantillon Y. 2 723 (planche 21, photo 6) où les minéraux primitifs, anguleux, fracturés, subsistent dans une pâte essentiellement constituée d'amphibole et que hâchent des plans de cisaillement.

Ces orthopyroxénites sont bien représentées dans les massifs de l'Andriantantely et on peut leur assimiler les gabbros transformés mais moins écrasés que m'a communiqué G. NOIZET et qui proviennent de la région de Betoka.

Nous devons enfin signaler à part les nombreuses orthopyroxénites sans plagioclase, riches en grenat, foliées ou non, ressemblant parfois à des éclogites, qui affleurent un peu partout au sein du phacolithe de l'Andriantantely. Elles sont composées de diallage-augite, de hornblende verte de néoformation et de grenats automorphes ou en traînées. La structure est parfois foliée et rubanée, toujours cataclastique, et, quand subsiste un peu de labrador, on le voit entouré par une auréole réactionnelle de grenat qui l'isole de l'amphibole (phénomène analogue à celui que nous avons décrit dans les pyroxénites de la série d'Ambodiriana, planche 22, photo 6). L'origine des orthopyroxénites peut s'expliquer par les réactions :



Ces réactions provoquent la disparition complète du plagioclase lorsque la roche est suffisamment ferromagnésienne (mélagabbros).

6) ORTHOAMPHIBOLITES.

A ce stade, la roche est assez transformée pour que, même les traces de cataclase soient partiellement effacées. La majeure partie du plagioclase a recristallisé en petites plages arrondies ; la hornblende envahit la presque totalité de la roche, soit en plaquettes vermiculées (structures kéliphitiques et diablastiques), soit, à un stade encore plus avancé, en grandes plages de néoformation. Cette hornblende est parfois accompagnée de grenat. Les pyroxènes (hypersthène, diallage vert clair) subsistent parfois en reliques déformées. Enfin, des minéraux de néoformation tels que biotite et épidote font leur apparition en même temps qu'un peu de quartz. Aux structures kéliphitiques et diablastiques se superposent encore des structures cataclastiques : structures en mortier ou mylonitisées.

Deux de ces roches ont été données à l'analyse chimique (tableau II).

Y. 8 559 : plagioclase recristallisé, hornblende verte, hypersthène résiduel, minéral. Structure en mortier.

Y. 2 935 : plagioclase, hornblende verte, grenat, fantômes de pyroxène. Structure particulière : les plaquettes d'amphibole s'agglomèrent en îlots diffus, séparés par de larges cloisons de plagioclase recristallisé.

Ces termes ultimes de transformation des gabbros prennent une part importante dans la constitution des massifs de l'Ankera (zone méridionale) et surtout de l'Andriantantely où elles n'ont pas de répartition privilégiée.

7) CHARNOKITISATION.

Après avoir décrit les termes successifs de la transformation des gabbros en orthoamphibolites, nous allons voir qu'il existe, pour les norites, un autre mode de transformation dont nous avons relevé les meilleurs exemples dans la partie orientale du phacolithe de l'Andriantantely : le pyroxène reste bien représenté et ne se transforme que partiellement en ouralite accompagnée ou non de grenat ; le *labrador primaire* (macles déformées) *recristallise en plagioclase plus acide* tandis que la biotite fait son apparition en plages étoilées. A un stade plus avancé s'ajoute du quartz xénomorphe de néoformation. Enfin, on passe à de véritables charnockites par le développement progressif du microcline insinuant qu'accompagne de la myrmékite au contact des plagioclases. Tous ces stades de transformation se succèdent sur 2 km environ (au Sud d'Ambalatenina).

On ne peut manquer d'évoquer l'analogie frappante qui existe entre ces charnockites d'origine incontestablement noritique et celles qui, non loin de là, affleurent dans les migmatites granitoïdes de Brickaville : en effet, à la ressemblance de leur composition minéralogique (les charnockites de Brickaville sont un peu plus riches en microcline) s'ajoute la parenté de leur structure cataclastique. Nous sommes ainsi amené à suggérer une origine noritique commune pour ces charnockites. La présence de norites dans le Manampotsy (au Sud de la feuille Ranomafana) et de charnockites basiques en bordure du granite syncinématique (dans le Nord de la feuille Manakambahiny) ne fait que confirmer cette hypothèse.

B. — ZONÉOGRAPHIE

Nous nous proposons maintenant de comparer les intensités métamorphiques subies par les roches basiques de la série de la Rianila et par les formations de leur cadre géologique : les groupes de Beforona et du Manampotsy.

1) DÉTERMINATION DE L'INTENSITÉ DU MÉTAMORPHISME SUBI PAR LES GABBROS.

A partir des analyses chimiques du tableau II, nous avons calculé les paramètres ACF suivant la méthode de P. ESKOLA, déjà expliquée au chapitre III.

Paramètres ACF pour cinq orthoamphibolites de l'Andriantantely et de l'Ankera.

	Y. 2 723	Y. 2 935	Y. 8 525	Y. 8 559	Y. 8 561
A	17,3	14,6	28,5	16,9	20,8
C	31,4	30,8	17,2	33,5	36,3
F	51,3	54,6	54,3	49,6	42,9

Ces paramètres ACF ont été portés dans les diagrammes triangulaires de la planche 9. Ils tombent normalement dans le domaine des roches basiques du diagramme de FYFE, TURNER et VERHOOGEN, excepté Y. 8 525, notablement plus alumineux et moins calcique, qui tombe dans le domaine des roches ferromagnésiennes alumineuses.

Ces mêmes paramètres ont été portés dans le diagramme triangulaire établi par T. VOGT (1928) pour le sous-faciès staurotide-disthène du faciès amphibolite (roches déficitaires en potasse). Ils tombent tous dans l'aire des roches qui, dans les conditions de température et de pression de ce sous-faciès, ont pour paragenèse d'équilibre :

Plagioclase-hornblende-almandin-(biotite, quartz).

Cette paragenèse est effectivement celle des orthoamphibolites (1). On notera que la

(1) Toutes les orthoamphibolites que nous avons portées sur les diagrammes triangulaires contiennent encore des pyroxènes résiduels et n'ont donc pas atteint leur équilibre minéralogique. On notera qu'une transformation complète correspondrait pour Y. 2 935 à la formation d'une hornblendite.

même paragenèse est également stable dans les conditions de température et de pression du sous-faciès sillimanite-almandin du même faciès amphibolite. Par contre, une saussuritisation intense des plagioclases conduirait à l'association :

Epidote-hornblende-almandin-(albite, biotite, quartz).

Celle-ci n'est jamais réalisée bien que certaines orthoamphibolites montrent un début de saussuritisation de leurs plagioclases.

Nous admettons donc que *l'intensité moyenne* du métamorphisme subi par les gabbros de la feuille Maroseranana correspond aux conditions de température et de pression du *sous-faciès staurotide-disthène* du faciès amphibolite.

2) RAPPORTS ZONÉOGRAPHIQUES ENTRE LES ROCHES BASIQUES DE LA SÉRIE DE LA RIANILA ET LEUR CADRE GÉOLOGIQUE.

En étudiant l'intensité du métamorphisme dans les groupes de Beforona et du Manampotsy (chapitre II), nous avons trouvé que le groupe de Beforona avait subi un métamorphisme dont l'intensité correspondait à la zone Z 2 des gneiss supérieurs, c'est-à-dire aux zones de plus faible intensité métamorphique du faciès amphibolite (sous-faciès staurotide-disthène, à la limite du faciès amphibolite à albite et épidote).

On peut donc dire que les roches basiques de la série de la Rianila ont subi un métamorphisme d'intensité égale à celui du groupe de Beforona qui constitue l'essentiel de son cadre géologique.

Pour l'ensemble du groupe du Manampotsy, nous avons situé l'intensité du métamorphisme dans la zone Z 1 des gneiss inférieurs qui correspond sensiblement au sous-faciès sillimanite-almandin du faciès amphibolite. Comme nous l'avons vu, cette intensité métamorphique peut être également celle des roches basiques de la série de Rianila.

Les roches basiques de la série de la Rianila ont donc subi le *même métamorphisme* que les formations qui leur servent de cadre géologique.

C. — CONCLUSION A L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ROCHES BASIQUES DE LA SÉRIE DE LA RIANILA

Au terme de ce chapitre, nos conclusions sont les suivantes :

Les roches basiques anciennes qui ont été prélevées en dehors de la feuille Maroseranana montrent les mêmes compositions minéralogiques, les mêmes structures et la même évolution métamorphique que les roches de la série de la Rianila et semblent pouvoir lui être rattachées sous réserve qu'elles présentent une correspondance chimique (voir chapitre V).

Les norites de la série de la Rianila peuvent se transformer *soit en orthoamphibolites, soit en charnockites.*

L'intensité du métamorphisme subi par les roches basiques de la série de la Rianila est la même que celle qui a affecté les formations qui lui servent de cadre géologique.

Tableau II

ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES BASIQUES

	Y. 8 560	Y. 8 567	Y. 2 727	Y. 2 815	P. 1 815	Y. 8 572	Y. 2936B	Y. 8 525	Y. 2 723	Y. 8 559	Y. 8 561	Y. 2 935
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	49,8	46,55	52,65	50,0	47,15	47,25	62,5	50,0	45,75	46,0	46,85	48,0
Al ₂ O ₃ ...	22,2	21,35	16,0	12,2	28,9	18,55	18,8	20,05	15,5	15,3	13,95	12,45
Fe ₂ O ₃ ...	2,65	4,5	3,4	7,7	3,4	3,05	2,5	6,25	5,2	3,05	9,25	6,9
FeO	4,8	5,5	6,5	4,3	3,9	4,3	2,5	6,9	10,1	9,7	6,55	10,8
MgO	7,25	8,05	8,35	10,9	8,0	11,3	3,0	6,9	8,3	9,1	7,7	7,05
CaO	9,4	10,1	8,4	12,3	10,9	12,0	4,65	4,45	11,35	13,4	12,5	9,65
Na ₂ O ...	3,15	2,9	3,3	2,4	2,2	2,55	4,5	3,5	2,35	1,85	2,2	2,35
K ₂ O ...	0,2	0,2	0,2	0,15	0,65	0,2	0,95	1,25	0,35	0,1	0,1	0,5
TiO ₂	0,45	0,35	0,45	0,2	0,4	0,45	0,3	0,75	0,9	1,1	1,05	1,65
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,05	0,05	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2
MnO	0,05	0,05	0,1	0,1	tr.	0,1	0,05	0,1	0,1	0,1	0,05	0,1
H ₂ O ⁺ ...	0,1	0,1	0,0	0,05	0,1	0,45	0,55	0,25	0,2	0,45	0,1	0,5
H ₂ O ⁻ ...	0,15	0,1	0,1	0,15	0,0	0,05	0,2	0,05	0,0	0,1	0,05	0,1
Total ...	100,3	99,85	99,65	100,65	100,7	100,3	100,55	100,55	100,3	100,35	100,45	100,25

Y. 8 560 (J. ORLIAC). Gabbro à olivine. (Ankera, X = 847,5 Y = 644,2 ; feuille Maroseranana).
Y. 8 567 (J. ORLIAC). Troctolite. (Andriantantely, X = 828,7 Y = 648,6 ; feuille Maroseranana).
Y. 2 727 (J. ORLIAC). Norite. (Andriantantely, 0,3 km au NE de Sahasiditra ; feuille Maroseranana).
Y. 2 815 (J. ORLIAC). Norite. (Andriantantely, 2 km au Sud d'Ambodimanga ; feuille Maroseranana).
P. 1 815 (J. ORLIAC). Gabbro à olivine. (Bed-rock de l'Analabe, 2,5 km au NE d'Ambodimonoka ; feuille Antanandehibe).
Y. 8 572 (J. ORLIAC). Gabbro à olivine. (Rive Est du lac Alaotra, Ambatosotra ; feuille Ambatondrazaka).
Y. 2 936 bis (J. ORLIAC). Charnockite. (Andriantantely, 0,8 km au SE d'Ambalatenina ; feuille Maroseranana).
Y. 8 525 (J. ORLIAC). Orthopyroxénite à grenat. (Andriantantely, X = 826,9 Y = 645,1 ; feuille Maroseranana).
Y. 2 723 (J. ORLIAC). Orthopyroxénite à grenat. (Andriantantely, 1 km au S de Betamotamo ; feuille Maroseranana).
Y. 8 561 (J. ORLIAC). Orthopyroxénite à grenat. (Ankera, X = 848,3 Y = 643,3 ; feuille Maroseranana).
Y. 8 559 (J. ORLIAC). Orthoamphibolite. (Ankera, X = 847,2 Y = 644,6 ; feuille Maroseranana).
Y. 2 935 (J. ORLIAC). Orthoamphibolite. (Andriantantely, 1 km à l'Est d'Ambalatenina ; feuille Maroseranana).

CHAPITRE V

ÉTUDE CHIMIQUE DES ROCHES BASIQUES ET DE LEURS TRANSFORMATIONS

DANS le précédent chapitre, nous avons envisagé, d'un point de vue strictement minéralogique et structural, la composition et les transformations des roches basiques de la série de la Rianila. Nous aborderons maintenant cette étude d'un point de vue chimique.

Au préalable, nous avons jugé utile de présenter certains calculs pétrographiques, en particulier ceux que nous employerons au cours de l'étude du processus métasomatique.

A. — DISCUSSION SUR LA RIGUEUR DES CALCULS PÉTROGRAPHIQUES EMPLOYÉS

Pour procéder à l'étude pétrochimique des roches de type Andriantantely, nous avons utilisé les calculs pétrographiques classiques : paramètres CIPW et paramètres de NIGGLI. Cependant, pour cerner de plus près le processus métasomatique de transformation des roches basiques, nous avons dû faire appel à d'autres modes de calcul. Il n'est malheureusement pas de méthode qui ne pose à la base une hypothèse en donnant comme constante une des variables du processus métasomatique : en effet, la seule méthode rigoureuse consisterait à comparer le nombre d'atomes de chaque élément, contenu dans une certaine fraction d'un massif dont la roche serait idéalement homogène, ayant un volume V_1 et une masse m_1 , au nombre d'atomes de chaque élément contenu dans la même fraction du même massif, ayant pris, au cours d'un métamorphisme uniforme en intensité et en durée, un volume V_2 et une masse m_2 . Cette comparaison idéale n'étant pas réalisable, voici les précautions que nous avons prises et les hypothèses auxquelles nous avons eu recours pour éviter les erreurs au maximum.

1) CHOIX DES ÉCHANTILLONS.

Tenant compte de la diversité des compositions chimiques et minéralogiques des roches primitives et de l'incertitude relative à la composition originelle des roches transformées, nous nous sommes efforcé d'obtenir — dans la limite de nos possibilités matérielles — le plus grand nombre d'analyses chimiques à partir d'échantillons prélevés sur des roches aussi homogènes que possible, choisies en fonction des critères suivants :

Roches primitives résiduelles : nous avons sélectionné des roches de compositions minéralogiques (donc chimiques) aussi différentes et aussi représentatives que possible.

Roches transformées : nous avons pris quelques échantillons parmi les plus caractéristiques et les plus fréquentes, aux divers stades de transformation des roches primitives.

2) PRÉSENTATION DES ANALYSES.

Les compositions chimiques recalculées en cations ont été reportées graphiquement. Pour chaque élément des roches primitives résiduelles, nous avons ainsi déterminé une aire de dispersion maximale qui fixe les limites du topochimisme (planches 12 et 13). La variation d'un élément au cours du processus métasomatique n'est admise que si son point figuratif sort de cette aire.

3) CHOIX DES HYPOTHÈSES.

Les facteurs choisis comme constants dans le processus métasomatique sont :

— *Les tétraèdres (Si Al) O₄* : partant du principe que les roches sont essentiellement composées de silicates dont les charpentes cristallines sont constituées par des tétraèdres (Si Al) O₄, A. POLDEWAART (1953) pose a priori que le nombre des tétraèdres ne varie pas dans le processus métasomatique.

— *Le volume* : l'hypothèse du volume constant est la plus couramment employée. Elle se justifie par le fait que le géologue est entraîné à étudier les roches d'après leurs rapports de volume et à considérer ce dernier comme constant. D'autre part, la structurologie montre des modifications volume à volume des minéraux ou des roches qui conservent des structures primitives. Nous en donnons deux exemples dans cet ouvrage : ouralitisaiton d'une dolérite avec conservation de la structure doléritique (planche 24, photo 3) et conservation des clivages mm de l'enstatite (face p) dans une serpentine (planche 23, photo 4). Cependant pour R. PERRIN (1935) ce sont au contraire, les variations de volume des roches, au cours de leurs transformations, qui sont à l'origine des plissements de l'écorce terrestre.

4) CHOIX DU MODE DE CALCUL.

Calcul de A. POLDEWAART : ce calcul a l'inconvénient d'être très long ou bien de rester imprécis si l'on ne dispose ni d'analyses modales, ni d'analyse des minéraux constituants. D'autre part, il néglige la possibilité qu'a le fer trivalent de se substituer à l'aluminium ou au silicium dans les tétraèdres des silicates.

Calcul de T.F.W. BARTH (1948) : il consiste à comparer le nombre de cations qui s'unissent à un nombre constant d'atomes d'oxygène fixé arbitrairement à 160 (calcul de la « standard cell »). T. BARTH justifie ce mode de calcul par deux hypothèses :

- Le volume reste constant au cours du processus métasomatique.
- Le nombre d'atomes d'oxygène est lui aussi invariable.

A l'appui de sa deuxième hypothèse, il invoque deux faits : le fait que l'oxygène représente 92 % du volume des roches (ce qui ne tient compte ni de l'intergranular-film, ni des tassements ioniques, ni des vides désordonnés), et le fait que l'oxygène étant un gros ion, il aurait peu tendance à migrer. Or il se trouve que le potassium, dont le rayon ionique est supérieur à celui de l'oxygène, migre au cours du métamorphisme (P. LAPADU-HARGUES, 1945).

Les hypothèses de T. BARTH ont été vivement critiquées par B. BRAJNIKOV (1949), par ROSENQUIST (1949) et par A. POLDEWAART (1953) qui émettent les réserves que nous venons de rapporter. En réponse à ces critiques, T. BARTH (1949) rappelle qu'il restreint l'emploi de la « standard cell » au processus métasomatique à l'intérieur d'un même minéral facies. Considérant que nous obtenions ainsi une approximation suffisante, nous avons utilisé la « standard cell » pour l'étude des transformations des roches basiques en orthoamphi-

</

bolites et en charnockites. Pour deux analyses (p. 67), nous avons vérifié les résultats obtenus par l'emploi de la « standard cell » en les comparant à ceux qui sont donnés par le calcul suivant :

Calcul faisant intervenir le poids spécifique de la roche : il permet de comparer entre eux des volumes réellement égaux de roche. Cette méthode ne sera fidèlement représentative du processus métasomatique que si l'hypothèse du volume constant correspond à une réalité. Dans le cas contraire, elle donnera encore le meilleur moyen de représenter des analyses chimiques. Ce mode de calcul, que nous proposons au chapitre VII est dû à B. BRAJNIKOV (1945) et à J. ELLIS (1947).

B. — PARAMÈTRES CIPW

Nous les avons employés pour les roches les moins transformées ou pour celles qui se rattachent à un type défini dans la classification chimico-minéralogique de A. LACROIX. En effet, employer les paramètres CIPW pour situer l'origine des schistes cristallins serait préjuger de leurs transformations chimiques.

Nous avons d'abord calculé les compositions virtuelles des gabbros et de la charnockite (tableau III). Nous y avons retrouvé les types que nous avions préalablement distingués au microscope :

- des norites franches, dont le type le plus caractéristique est Y. 2 727 ;
- des gabbros à olivine dont le type est Y. 8 560 ;
(une charnockite (Y. 2 936 bis) nettement quartzreuse et peu ferromagnésienne).

Les paramètres nous ont permis de préciser les caractères chimiques des gabbros et des norites :

- a) Les gabbros sont leucocrates, les norites mésocrates.
- b) La teneur en chaux feldspathisable est sensiblement constante, un peu plus faible pour les norites, ce qui ressortait déjà de la composition virtuelle des plagioclases.
- c) Ces roches sont dépourvues de potasse — à l'exception de P. 1 815 qui en contient une faible proportion, contre-balancée par une plus grande pauvreté en soude.
- d) Le paramètre h reste constant dans tous les types.
- e) Le paramètre k différencie les deux types que nous avons séparés : gabbros à olivine et norite. Notons que la valeur 4 du paramètre k fait de Y. 8 567 (massif de l'Ankera) un gabbro troctolitique.
- f) Le paramètre l indique la tendance noritique de ces gabbros mais on remarque que c'est pour les gabbros à olivine et non pour les norites que le paramètre l égale 1, ce qui contredirait la définition selon laquelle une norite est un gabbro sans olivine (ESMARK, 1838). Nous conserverons l'esprit de la définition d'ESMARK en maintenant la distinction entre norites sans olivine et gabbros noritiques (avec olivine). En fait, la présence plus ou moins abondante d'un orthopyroxène dans tous les échantillons est le trait caractéristique des gabbros de type Andriantantely, ce qui nous permettra de les désigner par le terme générique de gabbros noritiques.
- g) Enfin, on ne peut manquer d'être frappé par la constance du paramètre m qui indique que ces gabbros sont, avant tout, magnésiens. Il y a là une contradiction avec la détermination du pyroxène orthorombique (hypersthène) basée sur la forte intensité de son pléochroïsme (du rose au vert). Nous constatons que le pléochroïsme, en réalité, n'est pas lié à la teneur en fer, ainsi que l'avait déjà fait remarquer P. GIRAUD (1958) et cet orthopyroxène admet pour composition moyenne :

Enstatite 65 % Ferrosilite 35 %

Conclusion : nous venons ainsi de démontrer que si ces gabbros se scindent en deux types, ils n'en gardent pas moins certaines caractéristiques communes. D'autre part, nous voyons que la parenté des gabbros des régions de Mahanoro et du lac Alaotra avec ceux de l'Andriantantely se retrouve également dans la composition chimique. Par contre, les gabbros récents de la côte orientale malgache (dykes crétacés, eucrites et allivalites de l'Iharandahy, dans la région de Manakara — R. GIRAUDON, 1960) ont des caractères très différents.

Quant à la charnockite Y. 2 936 bis, ses paramètres en font un type intermédiaire entre une norite leucocrate et une véritable charnockite :

C. — PARAMÈTRES DE NIGGLI

1) ROCHES ÉRUPTIVES.

Si l'on établit un diagramme de variation magmatique des paramètres al, fm, c et alk en fonction du paramètre si, on remarque que si les valeurs de alk et c se répartissent sur une seule courbe, les valeurs al et fm décrivent chacune deux courbes différentes, quoique ces courbes soient telles que la somme de leurs valeurs en ordonnée reste constante :

		al	+	fm		
		—	—	—		
Andriantantely	Y. 2 727	22,3	+	48,6	=	70,9
	Y. 2 815	14,8	+	53,0	=	67,8
Ankera	Y. 8 560	30,2	+	39,2	=	69,4
	Y. 8 567	27,0	+	43,2	=	70,2
Mahanoro	P. 1 815	30,5	+	38,6	=	69,1
Alaotra	Y. 8 572	22,2	+	46,4	=	68,6

Les séries noritique et gabbroïque ont sans doute des points d'isofalie différents auxquels correspondent des valeurs du paramètre si, plus grandes pour les norites que pour les gabbros. Ainsi se retrouve une fois de plus la distinction établie entre gabbro à olivine et norites (notons également la parenté entre les gabbros anciens prélevés hors de la feuille Maroseranana et ceux de l'Andriantantely et de l'Ankera). Il semble donc qu'il y ait deux séries gabbroïques dans les roches basiques de la série de la Rianila. Ces deux séries, d'âge peut-être différent, sont associées dans les mêmes massifs et présentent les mêmes caractères de calcoalcalinité mais diffèrent par leurs points d'isofalie.

2) ORTHOAMPHIBOLITES ET CHARNOKITES.

Nous avons précédemment dégagé deux types de transformation des gabbros de la série de la Rianila : une transformation en orthoamphibolites et une transformation en charnockites. Il était intéressant de savoir si ces transformations ont été accompagnées ou non d'une modification de la composition chimique. Tandis que les paramètres de NIGGLI des orthoamphibolites (tableau IV) montrent des valeurs peu différentes de celles des gabbros et des norites de l'Andriantantely (ce qui implique des transformations sans échange chimique), l'analyse Y. 2 936 B (charnockite) se singularise par des valeurs beaucoup plus fortes des paramètres si, al et alk, alors que les paramètres fm et c accusent une sensible diminution (1). Y. 8 525 assure la transition entre la transformation en orthoamphibolite et la transformation en charnockite.

En conclusion, les paramètres de NIGGLI mettent en évidence la coexistence de deux séries de gabbros dans la série de la Rianila : des norites ferromagnésiennes et des gabbros plus alumineux. La transformation des unes et des autres en orthoamphibolites s'opère sans échange chimique notable. La transformation de ces mêmes norites en charnockites se fait au contraire avec apport de silice, d'alumine, d'alcalis et départ de chaux et de ferromagnésiens. Nous allons essayer de confirmer ces résultats par une autre méthode.

(1) Ce dernier résultat, tout à fait prévisible, apparaissait déjà dans les paramètres CIPW.

D. — COMPARAISON DES « STANDARD CELLS »

Pour chaque analyse, nous avons calculé les proportions de cations de la « standard cell » à 160 oxygènes. Voici le mode opératoire de ce calcul :

- 1) A partir des pourcentages d'analyses, calculer les équivalents moléculaires multipliés par l'exposant du cation.
- 2) Ramener à 100 le total des chiffres obtenus, sans tenir compte de l'eau.
- 3) A partir des pourcentages obtenus, calculer le nombre correspondant d'atomes d'oxygène, y compris l'oxygène de l'eau.
- 4) Ramener le nombre total d'atomes d'oxygène à 160.
- 5) Calculer les cations de la « standard cell » correspondant au nombre d'atomes d'oxygène ainsi obtenu pour chaque oxyde.

1) EXPOSÉ DES RÉSULTATS.

Le résultat final de cette suite d'opérations, donné dans le tableau IV, a été reporté dans les graphiques des planches 12 et 13 dont nous avons déjà indiqué le principe.

a) *Interprétation des graphiques de la planche 12.*

Variation de Si : les gabbros contiennent un peu moins de silicium que les norites (Y. 2 727 et Y. 2 815). Ceci correspond au fait qu'une partie du silicium est remplacée par de l'aluminium dans les gabbros plus feldspathiques (paramètre $p = \text{II}$ pour les gabbros, $p = \text{III}$ pour les norites). Pour les autres catégories de roche, les proportions de silicium restent à l'intérieur de l'aire de dispersion, sauf pour la charnockite Y. 2 936 bis : on peut donc conclure à un apport de silicium dans la charnockite.

Variations de Al : les proportions en Al décroissent, des gabbros plus feldspathiques à augite aux norites moins feldspathiques sans augite. Pour les orthoamphibolites, Al admet des proportions voisines de celles des norites. Al sort légèrement de l'aire de dispersion pour le gabbro de Mahanoro (P. 1 815). Enfin, il n'y a pas de variation notable de Al dans la charnockite : ce résultat contredit celui de l'interprétation des paramètres de NIGGLI.

Variations de Fe^{++} et de Fe^{+++} : (sur le graphique, on a porté le fer total). Les stocks de fer ont des valeurs proches dans les gabbros de l'Alaotra et de Mahanoro et dans ceux de l'Andriantantely et de l'Ankera. Par contre, le fer ferrique est plus abondant dans les orthoamphibolites : ou bien les roches les plus riches en fer ont été les plus sensibles au métamorphisme (ce qui est peu probable car, nous l'avons vu, la valeur du rapport Mg/Fe est remarquablement constante dans ces gabbros et norites), ou bien — et c'est à cette interprétation que nous nous tiendrons —, au cours de la transformation en orthoamphibolite, il s'est produit une légère augmentation de la teneur en fer qui a entraîné la modification du rapport MgO/FeO (moléculaire). Inversement, la transformation en charnockites correspond à un départ de fer ferreux et ferrique. Si les deux processus de transformation se font en même temps, il y a là une explication valable pour la migration du fer.

b) *Interprétation des graphiques de la planche 13.*

Variations de Ti : la transformation en orthoamphibolites des gabbros et des norites s'accompagne d'un accroissement substantiel des proportions de titane.

Variations de Ca : à l'intérieur des roches résiduelles, la dispersion du Ca peut dépasser 30 %. Elle est du même ordre de grandeur dans les orthoamphibolites et dans les deux cas, les fortes proportions de Ca vont de pair avec des proportions plus faibles en sodium. Le calcium, enfin, semble être le premier élément à s'en aller dans le processus de charnockitisation (Y. 8 525 et Y. 2 936 bis).

Variations de Na : les mouvements du sodium, symétriques à ceux du calcium, vont dans le sens d'une légère diminution pour la transformation en orthoamphibolites et dans le sens d'une augmentation pour la charnockitisation (Y. 8 525 et Y. 2 936 bis).

Variations de K : exagérées par l'échelle choisie pour le graphique, elles sont positives pour Y. 8 525 et Y. 2 936 bis. (K est pourtant un ion « gros »).

Tableau IV

CATIONS DE LA « STANDARD CELL » ET PARAMÈTRES DE NIGGLI DES ROCHES BASIQUES

	Gabbros		Norites		Gabbros		Charnocite	Orthoamphibolites				
	Y. 8 560	Y. 8 567	Y. 2 727	Y. 2 815	P. 1 815	Y. 8 572	Y. 2936B	Y. 8 525	Y. 2 723	Y. 8 559	Y. 8 561	Y. 2 935
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Si ₂ ⁺	46,5	44,5	50,1	48,0	44,1	44,7	55,5	47,1	45,0	44,9	45,8	47,2
Al ₃ ⁺	24,4	24,0	17,9	18,8	26,3	20,6	19,6	22,3	17,9	17,6	16,1	14,5
Fe ₃ ⁺	1,9	3,2	2,4	5,5	2,4	2,2	1,7	4,4	3,9	2,2	6,8	5,1
Fe ₂ ⁺	3,8	4,5	5,2	3,5	3,0	3,5	1,9	5,5	8,3	8,0	5,4	8,9
Mg ₂ ⁺	10,1	11,5	11,9	15,7	11,2	16,0	4,0	9,7	12,2	13,3	11,3	10,4
Ca ₂ ⁺	9,4	10,3	8,6	12,7	11,0	12,2	4,4	4,5	12,0	14,0	13,1	10,1
Na ⁺	5,7	5,4	6,1	4,5	3,9	4,7	7,8	6,3	4,5	3,5	4,1	4,5
K ⁺	0,2	0,2	0,2	0,2	0,8	0,2	1,1	1,6	0,5	0,1	0,1	0,6
Ti ₄ ⁺	0,3	0,3	0,1	0,2	0,3	0,4	0,2	0,6	0,7	0,8	0,8	1,2
P ₅ ⁺	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Total ...	102,4	104,0	102,6	104,2	103,1	104,6	96,3	102,1	105,1	104,5	103,6	102,6
OH ⁻	0,7	0,6	0,0	0,4	0,6	2,8	3,3	1,6	1,3	2,9	0,6	3,3
si	115,0	99,6	124,5	102,8	102,5	96,0	211,2	120,2	94,0	93,3	98,0	106,5
al	30,2	27,0	22,3	14,8	30,5	22,2	37,5	28,4	18,8	18,3	17,2	16,4
fm	39,2	43,2	48,6	53,0	38,6	46,4	29,0	50,0	51,0	48,8	50,3	55,0
ca	23,3	23,2	21,3	27,2	25,4	26,2	16,8	11,5	25,0	29,1	28,0	22,9
alk	7,3	6,3	7,8	5,1	5,5	5,2	16,8	10,1	5,2	3,8	4,5	5,7
ti	0,8	0,7	0,9	0,4	0,7	0,7	0,8	1,4	1,5	1,7	1,8	2,8
p	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1

c) *Conclusion.*

L'emploi de la « standard cell » nous permet de confirmer :

— que la nature des différences chimiques entre norites et gabbros de la série de la Rianila porte essentiellement sur les teneurs en aluminium et accessoirement sur les teneurs en silicium ;

— que par leur composition chimique, les gabbros anciens de l'Alaotra et de Mahanoro se rattachent à la série de la Rianila ainsi que l'avait déjà montré l'analyse micrographique ;

— que le processus de la charnockitisation à partir des norites se fait par un apport de silicium, de sodium et de potassium et par un départ simultané de magnésium, de fer et de calcium (et aussi par une oxydation relative).

— que la transformation des roches basiques en orthoamphibolites s'effectue sans échange chimique notable, excepté un apport en titane. (On note également la formation d'un petit nombre de groupements OH).

Les conclusions auxquelles nous aboutissons par l'emploi de la « standard cell » sont en accord avec celles que nous avons tirées de la comparaison des paramètres de NIGGLI (sauf pour les variations de Al dans la charnockitisation).

2) VÉRIFICATION DE LA MÉTHODE DE LA « STANDARD CELL ».

Pour vérifier, dans le cas particulier des transformations des gabbros, la valeur de la deuxième hypothèse de T. BARTH (« le nombre d'atomes d'oxygène est constant dans le processus métasomatique »), nous avons calculé le nombre d'atomes d'oxygènes contenus dans des volumes égaux d'un gabbro et d'une orthoamphibolite. Par un mode de calcul dont le détail sera donné au chapitre VII, nous avons ramené les atomes d'oxygène à un nombre voisin de 160. Nous avons fait le bilan du processus métasomatique par les deux méthodes et nous comparons les résultats dans le tableau ci-dessous :

	« STANDARD CELL »			COMPARAISON DE VOLUMES ÉGAUX		
	Transformations		Bilan	Bilan	Transformations	
	→				←	
	Y. 8 560	Y. 8 525			Y. 8 525	Y. 8 560
—	—			<i>p.s.</i> = 3,09	<i>p.s.</i> = 2,91	
Si ₄ ⁺	46,5	47,1	+ 0,6	+ 2,8	48,5	45,7
Al ₃ ⁺	24,4	22,3	— 2,1	— 1,1	22,9	24
Fe ₃ ⁺	1,9	4,4	+ 2,5	+ 2,6	4,5	1,9
Fe ₂ ⁺	3,8	5,5	+ 1,7	+ 1,9	5,6	3,7
Mg ₂ ⁺	10,1	9,7	— 0,4	0	10	10
Ca ₂ ⁺	9,4	4,5	— 4,9	— 4,5	4,7	9,2
Na ⁺	5,7	6,3	+ 0,6	+ 0,9	6,5	5,6
K ⁺	0,2	1,6	+ 1,4	+ 1,4	1,6	0,2
Ti ₄ ⁺	0,3	0,6	+ 0,3	+ 0,3	0,6	0,3
P ₅ ⁺	0,1	0,1	0	0	0,1	0,1
Mn ₂ ⁺	—	—	—	0	0,1	0,1
Total	102,4	102,1	— 0,3	+ 4,3	105,1	100,8
OH ⁻	0,6	1,6	+ 1	+ 0,9	1,6	0,7
O ₂ ⁻	160	160	0	+ 7,7	164,9	157,2

Les variations se font dans le même sens pour les deux méthodes de calcul, sauf pour le total des cations. On remarque que l'oxygène n'est pas rigoureusement constant et que les erreurs sont proportionnelles à l'importance de chaque cation dans la constitution de la roche. Dans l'emploi que nous avons fait de la « standard cell », les valeurs mesurées étant supérieures aux erreurs commises, les résultats peuvent être considérés comme valables, d'autant plus qu'ils concordent avec ceux obtenus par d'autres méthodes.

E. — COMPORTEMENT DU TITANE

En 1958, P. LAPADU-HARGUES a souligné l'intérêt que pouvait présenter le comportement du titane dans les roches métamorphiques basiques. Cet auteur a démontré, par une étude statistique, que la teneur pondérale en TiO_2 était supérieure à 0,8 % dans les ortho-amphibolites et inférieure à 0,8 % dans les paraamphibolites. La teneur en titane peut donc contribuer, avec d'autres critères, à déterminer l'origine « para » ou « ortho » des amphibolites. Puisque nous traitons dans cet ouvrage de roches dont l'origine éruptive est indubitable, il nous a paru intéressant d'y suivre le comportement du titane.

Avant d'exposer le résultat de nos propres recherches, nous donnerons les conclusions auxquelles est arrivé P. GIRAUD pour un travail similaire dans les roches basiques et ultrabasiques d'origine éruptive de la série d'Andriamena (centre de Madagascar) : toutes ces roches présentent des teneurs en TiO_2 inférieures à 0,8 %, sauf une. Partant du fait que le titane appartient à la famille du fer (GOLDSCHMIDT, 1929), P. GIRAUD a tenté d'établir, sans y parvenir, une relation entre la teneur en TiO_2 et le rapport MgO/FeO (moléculaire). Il conclut cependant qu'une roche peut être d'origine éruptive malgré sa faible teneur en titane si le rapport MgO/FeO y est supérieur à 2.

Sur les conseils que P. LAPADU-HARGUES lui-même a bien voulu nous donner, nous avons entrepris de suivre les variations du titane en fonction du fer total exprimé en Fe_2O_3 . Sur le tableau V on trouvera les valeurs pondérales en Fe_2O_3 et en TiO_2 qui ont été reportées sur le graphique de la planche 12. Aux teneurs en TiO_2 et FeO_3 total des roches basiques de la série de la Rianila, nous avons joint, à titre comparatif, celles de roches ultrabasiques appartenant également à la série de la Rianila, celles des gabbros récents de l'Iharandahy (région de Manakara), ainsi que celles de quelques pyroxénites du groupe du Manampotsy et de la série d'Ambodiriana.

Voici les conclusions que l'on peut tirer de la lecture du tableau V et de la planche 11 :

1) Pour les roches d'origine éruptive, l'augmentation de la teneur en TiO_2 suit approximativement l'augmentation de la teneur en Fe O_3 total (sauf dans les roches ultrabasiques où le stock de titane reste toujours très faible).

2) Les teneurs en TiO_2 sont inférieures à 0,8 % dans les roches résiduelles, alors qu'elles sont supérieures dans les amphibolites qui en dérivent. On retrouve ainsi un des résultats que nous venons d'acquérir par l'étude des « standard-cells », à savoir l'*accroissement des teneurs en titane* (et en fer) au cours du métamorphisme.

3) Les points figuratifs des roches basiques pour chaque lignée magmatique s'inscrivent approximativement sur une courbe tandis que ceux des pyroxénites se répartissent de façon anarchique.

Tableau V

TENEURS EN TITANE EN FONCTION DES TENEURS EN FER TOTAL

	W. 1 620	Y. 8 047	Y. 3 048	Y. 3 042A	Y. 3 045 A	Y. 3 045 B
Fe ₂ O ₃ total ...	59,5	7,7	10,4	11,5	13,65	13,1
TiO ₂	0,45	0,65	0,2	0,37	0,4	0,4

	Y. 2 815	Y. 2 936 bis	Y. 8 567	P. 1 815	Y. 8 572	Y. 8 560	Y. 2 727
Fe ₂ O ₃ total	12,5	5,3	10,65	7,75	7,85	8,0	10,6
TiO ₂	0,2	0,3	0,35	0,4	0,45	0,45	0,45

	Y. 8 525	Y. 8 561	Y. 8 559	Y. 2 935	Y. 2 134	Y. 2 129	An 92
Fe ₂ O ₃ total	13,9	16,5	13,85	18,9	6,6	8,85	12,25
TiO ₂	0,75	1,05	1,1	1,65	0,5	0,65	0,78

	Y. 7 290	Y. 7 158	Y. 3 040B	Y. 3 039	Y. 3 041	Y. 3 046	Y. 7 314
Fe ₂ O ₃ total	8,9	9,6	8,15	11,0	12,15	10,4	13,14
TiO ₂	0	0	0,15	0,15	0,15	0,2	0,2

W. 1 620 et Y. 8 047 : pyroxénites.
Y. 3 048, Y. 3 042 A, Y. 3 045 A et Y. 3 045 B : amphibolopyroxénites de Ranomena.
Y. 2 815, Y. 2 936 bis, Y. 8 567, P. 1 815, Y. 8 572, Y. 8 560, Y. 2 727, Y. 8 525,
Y. 8 561, Y. 8 559 et Y. 2 935 : gabbros et orthoamphibolites de la série de la Rianila.
(Type Andriantantely).
Y. 2 134, Y. 2 129 et An. 92 : gabbros de l'Iharandahy (région de Manakara).
Y. 7 290, Y. 7 158, Y. 3 040 B, Y. 3 039, Y. 3 041, Y. 3 046, Y. 7 134 : roches ultra-
basiques de la série de la Rianila (région d'Ambodiriana).

F. — CONCLUSION A L'ÉTUDE DES ROCHES BASIQUES

Voici les résultats essentiels obtenus par l'étude des roches basiques :

En dehors de la feuille Maroseranana où elle a été définie, de nombreuses roches basiques anciennes, situées dans un rayon de 100 à 200 km autour de Tamatave, se rattachent à la série de la Rianila.

Ces roches basiques dérivent de gabbros noritiques à olivine et de norites qui ont la même calcoalcalinité mais diffèrent par leurs proportions en aluminium et en ferromagnésiens, ce qui leur donne des points d'isofalie distincts et en fait deux séries séparées mais associées sur le terrain.

Elles ont subi, sous l'action d'un métamorphisme régional, deux modes de transformation : une transformation en orthoamphibolites, qui s'accompagne d'une *augmentation des teneurs en fer et en titane*, et une transformation en charnockites, marquée par un départ de fer, de magnésium et de calcium et un apport simultané de silicium, de sodium et de potassium. Ainsi, dans certains cas et sous l'influence d'une migmatisation, des charnockites peuvent se développer à partir de norites, dans des conditions de température et de pression moins intenses que celles propres au faciès granulite.

CHAPITRE VI

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ROCHES ULTRABASIQUES

Au cours des chapitres II et III, nous avons décrit le mode de gisement et le cadre géologique des roches ultrabasiques de la série de la Rianila dans les feuilles Maroseranana, Foulpointe et Antanamalaza. Nous proposons maintenant une étude pétrographique de ces mêmes roches, en accordant un intérêt tout particulier à celles qui sont localisées au Nord-Ouest de Tamatave et qui contiennent de nombreuses reliques de roches éruptives.

A. — ÉTUDE MICROGRAPHIQUE DES ROCHES ULTRABASIQUES PEU MODIFIÉES (RÉSIDUELLES)

Avant d'aborder la description de ces roches, nous croyons nécessaire de définir quelques uns des termes que nous emploierons et sur lesquels règne parfois une certaine confusion.

Nous réservons le terme de pyroxénolite (A. LACROIX, 1894) à des roches composées de pyroxènes orthorombique et monoclinique sans aucune plage d'olivine (nous ne serons d'ailleurs en présence que de pyroxénolites à pyroxène orthorombique).

Nous usons du terme de « saxonite » dans le sens spécial que lui assigne A. JOHANNSEN (1948) : roche pauvre en fer (moins de 5 % de minéral de fer) à orthopyroxène et olivine, les proportions volumétriques du pyroxène étant toujours supérieures à celles de l'olivine.

Enfin, le terme de harzburgite (ROSENBUSCH, 1877) désigne des roches qui, quelle que soit la teneur en fer du pyroxène, contiennent olivine et pyroxène, les proportions volumétriques de l'olivine étant toujours quelque peu supérieures à celles du pyroxène.

1) PYROXÉNOLITES.

Ce sont des roches holomélanocrates à gros grain, sans orientation aucune lorsqu'elles sont peu métamorphiques, essentiellement constituées de gros cristaux automorphes de pyroxène orthorombique dont la longueur peut atteindre 1 ou 2 centimètres, exceptionnellement 6 centimètres. (La taille de ces pyroxènes est un obstacle à leur étude micrographique car il est impossible d'obtenir une représentation globale de la roche sur une même lame mince). La composition de la roche non modifiée est très simple : pyroxène orthorombique avec ou sans spinelle.

La nature exacte de ce pyroxène est difficile à établir au microscope car d'une part les lames minces dont nous disposions avaient une épaisseur trop variable pour nous permettre de faire une mesure précise de la biréfringence et d'autre part, nous avons déjà vu qu'un fort pléochroïsme n'indique pas forcément une haute teneur en fer (les pyroxènes pléochroïques sont d'ailleurs assez rares). Mais de nombreuses analyses de ces roches et de roches à olivine, montrent que la composition de l'orthopyroxène est toujours très proche du pôle enstatite de la série enstatite-ferrosilite. Le spinelle est tantôt opaque (chromite ou magnétite), tantôt transparent en lumière naturelle (picotite). Aux minéraux primaires viennent s'ajouter en proportions variables des minéraux de néoformation qui sont : hornblende vert pâle, trémolite aciculaire, anthophyllite, chlorite, serpentine, talc et carbonates. Par un envahissement progressif des amphiboles, toutes les gradations existent entre ces pyroxénolites et des amphibolites à résidus de pyroxène (l'analyse Y. 3 039 correspond à une pyroxénolite de la mine de Ranomena — hornblende vert pâle en cristaux subautomorphes qui se développent aux dépens du pyroxène, chlorite et minéral —). Du point de vue de la structurologie, on peut dire qu'à partir d'une roche primitive, formée de grands cristaux automorphes, se développent :

1°) des minéraux de métamorphisme : plages subautomorphes de hornblende (à l'intérieur ou en bordure du pyroxène) ou plages aciculaires de trémolite et d'anthophyllite enchevêtrées sur un fond de chlorite qui s'est substitué au pyroxène.

2°) des minéraux d'altération qui épigénisent le pyroxène (talc) ou forment un réseau dans la roche (serpentine) ou bien encore remplissent les vides laissés par d'autres minéraux (carbonates).

Les pyroxénolites représentent environ 36 % des roches ultrabasiques peu modifiées de la série de la Rianila (au Nord-Ouest de Tamatave) et s'associent à tous les autres types de roches ultrabasiques.

2) SAXONITES.

Elles ne diffèrent des précédentes que par la présence d'olivine dont les proportions volumétriques n'égale jamais celles du pyroxène. Cette olivine forme des plages craquelées et xénomorphes qui sont de petite taille quand elles se sont développées au sein d'une grande plage d'enstatite et de taille plus importante quand elles ne sont pas prisonnières de ce minéral. L'enstatite est parfois épigénisée par du talc dont les clivages restent parallèles à ceux de l'enstatite. Les spinelles transparents, brun vert ou brun rouge, sont souvent abondants tandis que la serpentine se développe d'abord dans l'olivine en dessinant des réseaux. On retrouve dans les saxonites les mêmes transformations en amphibole et chlorite que dans les pyroxénolites. (L'origine métamorphique de l'amphibole fait que ces roches se différencient des bahiaïtes définies par WASHINGTON en 1914). A ces saxonites, correspondent les analyses Y. 3 040 A et 3 040 B (mine de Ranomena) et Y. 7 694 (vallée de l'Onibe). Voici leur composition minéralogique :

Y. 3 040 A : enstatite, olivine, hornblende vert pâle, spinelle rouge, minéral.

Y. 3 040 B : (planche 27, photo 4) enstatite, olivine, talc, calcite, minéral.

Y. 7 694 : enstatite épigénisée en talc, olivine, chlorite, serpentine rare.

Les saxonites entrent pour 25 % dans l'ensemble des roches ultrabasiques peu transformées de la série de la Rianila (au Nord-Ouest de Tamatave) et s'associent à tous les autres types de roches ultrabasiques (1).

3) HARZBURGITES.

Les proportions volumétriques de l'olivine supérieures à celles du pyroxène les différencient des saxonites. Le pyroxène est toujours de l'enstatite bien que dans quelques échantillons il montre un fort pléochroïsme (du rose au vert). Voici quelques associations minérales typiques :

(1) Une saxonite représente l'unique roche peu transformée de la région de Maroseranana.

- Y. 3 041 : olivine, enstatite (talc épigénisant l'enstatite), chlorite et calcite rares, minéral.
 Y. 3 046 : olivine, enstatite, serpentine (antigorite et chrysotile se développant aussi bien à partir du pyroxène que de l'olivine), talc, carbonate, chromite.
 Y. 7 564 : olivine et enstatite en résidus, chlorite et actinote abondantes, talc rare, serpentine en réseau, minéral.
 Y. 7 997 : (planche 26, photo 1) olivine très abondante, enstatite, antigorite, trémolite, serpentine, minéral. (Cette roche assure le passage vers les péridotites).

Les autres échantillons offrent une composition analogue, avec parfois de la picotite et la trémolite ou la hornblende vert pâle s'y développent aussi bien à partir de l'olivine que de l'enstatite.

La composition minéralogique de certaines de ces roches est celle des cortlandites (WILLIAMS, 1886) mais elles en diffèrent par l'origine métamorphique de leur amphibole. M. ROQUES (1935) avait déjà signalé un cas analogue dans le Massif Central français et avait proposé d'appeler « sarrazacites » les amphibolites à chlorite dérivant de péridotites. R. FREY (1937) désigne enfin, sans autre précision des « péridotites serpentinisées à trémolite » sous le nom de « stubachites ». Notons que parmi ces roches peu transformées, nous n'avons jamais rencontré de péridotites exclusivement composées d'olivine.

Environ 31 % des roches ultrabasiques peu transformées de la série de la Rianila (au Nord-Ouest de Tamatave) sont des harzburgites qui s'associent à toutes les roches ultrabasiques que nous décrivons.

4) LHERZOLITES.

Ce terme défini par DE LAMETHERIE (1795) désigne des roches composées d'olivine, bronzite, diallage, hornblende, magnétite, apatite, picotite. Dans le massif ultrabasique minéralisé en chromite de Ranolalina, nous avons trouvé (accompagnée d'amphibolites chloriteuses) une roche qui répond à cette formule minéralogique. Nous ignorons si ce massif contient des harzburgites.

5) WEHRLITES.

Selon la définition de VON KOBEL (1838), ce terme s'applique à des roches composées d'olivine, diallage, magnétite abondante et d'un peu de hornblende brune, augite et apatite. Nous avons trouvé dans le sondage 12 A de la mine de Ranomena une roche (Y. 3 049) qui, en dépit de sa pauvreté en minéral, se rapproche par sa composition d'une véritable wehrélite : olivine, diallage, hornblende vert pâle, avec un peu de serpentine, de chlorite, de carbonate et de chromite (planche 27, photo 5). La hornblende est de néoformation. Cette roche représente un cas unique de roche ultrabasique notablement calcique. À notre avis, ce fait peut s'expliquer par une modification endomorphique de la composition de la harzburgite primitive à partir d'une parapyroxénite calcique : en effet, cette wehrélite a été prélevée dans la partie méridionale du laccolithe de Ranomena, à l'extrémité d'un forage qui traverse successivement des harzburgites normales, un banc de parapyroxénites (cote — 21 m, Y. 3 048), enfin une petite lentille de roche ultrabasique (cote — 21,60 m) dont la wehrélite Y. 3 049 représente un échantillon. Au chapitre III, nous avons signalé l'influence dans le sens inverse des harzburgites sur les parapyroxénites ; on peut donc admettre une influence chimique réciproque lorsque le contact des harzburgites s'est fait avec des parapyroxénites.

6) CONCLUSION.

L'étude des roches ultrabasiques peu transformées de la série de la Rianila nous a montré que 92 % d'entre elles étaient des roches strictement ferromagnésiennes, absolument dépourvues de chaux (si l'on excepte celle qui s'est fixée sous forme de carbonate d'origine hydrothermale) et qui contiennent en quantités infimes de l'aluminium sous forme de spinelle (moins de 5 % de ce minéral). Le développement de la trémolite, de la hornblende ou même de la chlorite — qui remplacent volume à volume les minéraux primitifs — n'a pu s'opérer que par un *apport notable d'ions aluminium et calcium*. Cette remarque est importante pour l'interprétation des analyses chimiques que nous présenterons dans le chapitre suivant.

B. — ÉTUDE MICROGRAPHIQUE DES ROCHES ULTRABASIQUES TRANSFORMÉES

La classification de ces roches est plus difficile que celle des roches éruptives. L'ordre de notre description se fera suivant l'importance qu'y prennent les minéraux suivants : anthophyllite, trémolite, hornblende vert pâle, talc et serpentine (la chlorite, toujours présente, ne peut caractériser aucun type).

Parmi ces roches, nombreuses sont celles qui contiennent encore des résidus ou des « fantômes » de pyroxène et d'olivine qui ne laissent aucun doute sur leur origine. Nous verrons d'ailleurs au chapitre suivant que leurs teneurs en nickel sont incompatibles avec une origine sédimentaire. Les pourcentages de fréquence que nous donnons pour chaque type ne concernent, comme pour les roches peu transformées, que les affleurements situés au Nord-Ouest de Tamatave.

1) ANTHOPHYLLITES.

Ce sont des roches massives et non orientées, à amphiboles aciculaires ou fibreuses qui se disposent souvent en petits amas rayonnants. Parfois, elles prennent une texture amiantiforme. Au microscope, elles se révèlent être composées essentiellement d'anthophyllite qu'accompagnent du talc et de la chlorite (planche 23, photo 5). L'anthophyllite peut être soit de l'anthophyllite *sensu stricto*, soit de la gédrite (cas de la gédrite Y. 7 567 qui montre à l'analyse d'importantes proportions d'alumine). Les associations minérales les plus courantes sont :

Anthophyllite, talc (minéral).

Anthophyllite, chlorite (minéral).

Anthophyllite, talc, chlorite (minéral).

Seules ou associées aux autres amphibolites, elles représentent 7 % de l'ensemble des roches ultrabasiques transformées qui affleurent au Nord-Ouest de Tamatave. Dans la feuille Maroseranana, elles forment en particulier un très bel affleurement dans la tranchée du chemin de fer, près du tunnel Galliéni (1).

2) ANTHOPHYLLITO-TRÉMOLITES.

Ce sont aussi des roches massives et non orientées, à amphiboles aciculaires ou amiantiformes. Le microscope y révèle en proportions variables anthophyllite, trémolite et hornblende vert pâle. Toutes ces amphiboles s'enchevêtrent sur un fond chloriteux plus ou moins abondant (planche 23, photo 6). En résidus ou en « fantômes », on y retrouve parfois les minéraux des harzburgites ou des pyroxénolites dont elles dérivent. Voici la composition minéralogique de deux de ces roches :

Y. 7 290 : anthophyllite dominante, actinote, talc, serpentine rare en îlots, minéral rare.

Y. 7 693 : chlorite dominante, trémolite, anthophyllite.

Ces anthophyllito-trémolites sont associées à toutes les autres roches ultrabasiques et forment 15 % des roches ultrabasiques transformées qui affleurent au Nord-Ouest de Tamatave. Elles sont assez nombreuses dans la région de Maroseranana.

3) TRÉMOLITES.

Elles ressemblent aux précédentes par leur texture sans foliation. Microscopiquement, les amphiboles forment des fibres enchevêtrées sur un fond de chlorite et quelques plages d'enstatite et d'olivine y subsistent sporadiquement (la roche de l'analyse Y. 8 234 est

(1) A. LACROIX (1939) donne l'analyse chimique d'une amphibolite à cummingtonite provenant du même endroit.

essentiellement constituée de trémolite, avec un peu de serpentine). L'amphibole de ces roches a des caractères intermédiaires entre ceux de l'actinote et ceux de la trémolite : en effet, si son angle maximal d'extinction (18° à 20°) est bien celui d'une trémolite, elle a presque toujours la couleur vert pâle de l'actinote. On la distingue de la hornblende vert pâle que nous décrirons plus loin par sa forme fibreuse ou en fuseaux. Voici les associations minérales trouvées :

Trémolite (serpentine).

Trémolite, chlorite (enstatite, olivine, picotite, serpentine, minerai).

Ces trémolites peuvent s'associer à toutes les roches ultrabasiques. Elles représentent environ 15 % de l'ensemble des roches ultrabasiques transformées de la série de la Rianila, à l'Ouest de Tamatave. Elles affleurent également dans la région de Maroseranana avec des caractères identiques.

4) HORNBLENDITES.

Leur texture les sépare des autres amphibolites car la hornblende n'y est jamais fibreuse et elles peuvent être foliées. Leur grain est généralement moyen, leur couleur verte. Le microscope montre une grande monotonie de composition :

— Soit la hornblende est dominante, mais des minéraux résiduels de la roche primitive subsistent : de l'olivine, de l'enstatite et de la picotite, parfois de la serpentine de néoformation qui se développe en réseau, aussi bien à partir des minéraux résiduels que de l'amphibole (Y. 8 224 : hornblende vert pâle, enstatite résiduelle, minerai).

— Soit la hornblende est le seul minéral, accompagné généralement d'un peu de minerai, très rarement de chlorite ou de trémolite. La structure est souvent nématoblastique.

La hornblende de ces échantillons présente les caractères suivants : pléochroïsme dans les tons pâles (incolore, jaune, vert d'eau). Angle maximal d'extinction variable de $\alpha m = 19^{\circ}$ à $\alpha m = 25^{\circ}$.

L'analyse Y. 7 314 (tableau VII) a été faite sur une amphibolite du gisement de chromite d'Anapisaka (2 km au Nord d'Ambodiriana). Cette amphibolite est exclusivement constituée d'une amphibole incolore vert pâle ($Znc = 19^{\circ}$) et d'un peu de minerai. La structure est nématoblastique. Nous avons calculé la formule chimique de cette amphibole : pour cela nous avons dû éliminer des pourcentages de l'analyse les différents oxydes nécessaires pour la formation de chromite, de magnétite et d'ilménite (le pourcentage de minerai ainsi soustrait est à peu près équivalent au pourcentage de minerai évalué au microscope). Nous avons ensuite ajouté les équivalents moléculaires de NiO et de MnO à ceux de FeO. L'analyse ainsi corrigée, nous avons effectué la série d'opérations suivantes (P. LAFFITE, 1957).

	1	2	3		4	5
SiO ₂	848	46,9	93,8	Si	46,9	7,4
Al ₂ O ₃	56	3,1	9,3	Al.....	6,1	1,0
FeO	131	7,2	7,2	Fe	7,2	1,1
MgO	484	26,8	26,8	Mg	26,8	4,2
CaO	157	8,7	8,7	Ca	8,7	1,4
OH	131	7,2	7,2	H	14,4	2,3
Total	1807	99,9	153,0	O	153,0	24,0

- 1 - - Equivalents moléculaires corrigés.
- 2 — Pourcentages moléculaires à partir de 1.
- 3 — Nombre d'atomes d'oxygène contenus dans 2.
- 4 — Nombre de cations contenus dans 2.
- 5 — Nombre de cations correspondant à 24 oxygènes.

A partir de 5, on peut proposer la formule suivante :



Cette formule est celle d'une hornblende pauvre en fer. Cette détermination correspond à la faible coloration du minéral en lame mince (A.N. WINCHELL, 1951).

Les hornblendites sont surtout associées aux roches ultrabasiques peu transformées ; elles représentent 29 % des roches ultrabasiques transformées du Nord-Ouest de Tamatave. Ce pourcentage est peut-être surévalué car les hornblendes ne contenant aucun minéral résiduel peuvent dériver aussi de pyroxénites à diopside ou de gabbros. Cependant, on peut repérer avec une approximation suffisante les hornblendites qui dérivent des roches ultrabasiques car celles qui tiennent leur origine de pyroxénites à diopside ou de gabbros sont souvent plus riches en fer (l'amphibole y est donc plus intensément colorée), et d'autre part, les conditions de gisement sont révélatrices. Dans la région de Maroseranana, les hornblendites de la série de la Rianila sont très nombreuses mais beaucoup dérivent de gabbros plutôt que de roches ultrabasiques.

5) SOAPSTONES.

Nous désignons ainsi des roches tendres, foliées, plus ou moins riches en talc qui leur donne un toucher savonneux. On les trouve aussi bien au Nord-Ouest de Tamatave que dans la région de Maroseranana. Au microscope, le talc se montre toujours associé à de la chlorite et, sur ce fond phylliteux, s'entrecroisent quelques fibres d'amphibole (trémolite et anthophyllite). Des résidus d'enstatite peuvent persister (Y. 7 158).

Ces roches s'associent aux diverses amphibolites et représentent environ 10 % de l'ensemble des roches ultrabasiques transformées de la région Nord-Ouest de Tamatave.

6) SERPENTINES.

Nous n'en avons rencontré qu'au Nord-Ouest de Tamatave. Ce sont des roches massives à texture parfois orientée, vert clair ou vert sombre. Quelques rares échantillons sont réticulés de carbonates en filonnets (Y. 8 289). Les photos 2 et 3 de la planche 23 figurent des stades plus ou moins avancés de serpentisation dans une sarrazacite et une harzburgite. La photo 4 de la même planche montre une serpentine où les anciens clivages pseudo-orthogonaux du pyroxène ont été conservés et soulignés par des oxydes d'exsudation. La serpentisation se fait aussi bien au dépens des pyroxènes qu'au dépens de l'olivine. La structure est à réseau de serpentine ou maillée. En lame mince, la serpentine est jaune-brun ou verte. Voici la composition minéralogique de quelques unes de ces serpentines dont les analyses figurent au tableau VII:

Y. 8 231 : serpentine (chrysotile, antigorite), résidus de trémolite, d'enstatite et de picotite, minéral rare.

Y. 8 233 : serpentine (chrysotile), trémolite résiduelle, minéral rare.

Y. 8 289 : serpentine (chrysotile dominant, antigorite), carbonates et quartz en filonnets, talc, picotite et minéral rares.

Nous avons remarqué que la serpentine est souvent plus claire autour de la trémolite que dans l'enstatite ou l'olivine.

Ces roches ont été trouvées associées aux sarrazacites et aux harzburgites, saxonites et pyroxénolites. Elles représentent 11 % de l'ensemble des roches ultrabasiques transformées de la série de la Rianila, au Nord-Ouest de Tamatave.

C. — ZONÉOGRAPHIE

Les associations minérales caractéristiques que nous avons rencontrées dans les roches ultrabasiques transformées de la série de la Rianila sont :

Anthophyllite-hornblende	{	Faciès amphibolite, sous-faciès cordiérite-anthophyllite et sous-faciès staurotide-disthène.
Hornblende-chlorite et trémolite- anthophyllite- chlorite		
Talc-trémolite-chlorite	{	Faciès amphibolite à albite et épidote.
	{	Faciès schiste vert.

L'intensité du métamorphisme de ces roches va donc de la *mésozone* à l'*épizone*.

Nous rappellerons l'intensité du métamorphisme des formations qui servent de cadre géologique à la série de la Rianila :

Région de Maroseranana	{	<i>G. de Beforona</i>	sous-faciès staurotide-disthène	{	faciès amphibolite
Nord-Ouest de Tamatave	{	<i>G. du Manampotsy</i>	sous-faciès sillimanite-almandin		
	{	<i>S. d'Ambodiriana</i>	diaphtorèse du sous-faciès sillimanite-almandin au sous-faciès staurotide-disthène	{	faciès amphibolite
	{				

A la différence des roches basiques, qui avaient subi un métamorphisme d'intensité égale à celui de leur cadre géologique, les roches ultrabasiques de la série de la Rianila montrent un métamorphisme d'intensité très inférieure à celui de leur cadre géologique. Nous essayerons d'expliquer ce phénomène en partant des considérations suivantes :

— Le développement de minéraux hydroxylés (chlorite, talc, serpentine, amphibole) dans des roches ultrabasiques primitivement anhydres dénote le caractère hydrothermal de leurs transformations au cours du métamorphisme.

— En outre, « nombre d'altérations hydrothermales fréquentes, qui ont été interprétées comme dues à un métamorphisme rétrograde, dans le sens d'une intensité plus basse, ne nécessitent pas un changement dans les conditions de pression ou de température mais peuvent s'expliquer par un excès de vapeur d'eau » (YODER, 1951 in GIRAUD, 1958, p. 116).

Si nous posons comme hypothèse que les roches ultrabasiques éruptives primitives sont des roches *exceptionnellement poreuses*, elles seraient normalement susceptibles de fixer une plus grande quantité d'eau que des roches moins perméables. Ainsi, leur équilibre primitif, qui résulte d'une cristallisation dans un milieu anhydre à haute température, serait particulièrement instable en présence d'un excès de vapeur d'eau dans les conditions de température moins élevées du métamorphisme régional et aboutirait à la formation de minéraux hydroxylés susceptibles de fixer l'eau dans la roche. La présence d'associations minérales caractéristiques du faciès schistes verts n'impliquerait alors pas nécessairement un métamorphisme rétrograde et pourrait très bien être compatible avec les conditions de température et de pression de la mésozone, voire de la catazone. Cette hypothèse d'une plus grande porosité des roches ultrabasiques éruptives sera examinée dans le chapitre suivant.

D. — CONCLUSION A L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

Par l'étude micrographique, nous avons vu des roches éruptives de la famille des pyroxénolites, des saxonites et des harzburgites se transformer en amphibolites, en soapstones et en serpentines (sous l'effet du métamorphisme) ou exceptionnellement en wehrlites (par endomorphisme). Ces diverses transformations impliquent des modifications chimiques que nous étudierons au chapitre suivant.

D'autre part l'examen des paragenèses indique que les roches ultrabasiques de la série de la Rianila auraient subi un métamorphisme d'intensité apparemment beaucoup plus faible (faciès schiste vert) que celui de leur cadre géologique. Le rôle essentiel de l'eau devrait être rendu responsable de cette disparité zonéographique.

CHAPITRE VII

ÉTUDE CHIMIQUE DES ROCHES ULTRABASIQUES ET DE LEURS TRANSFORMATIONS

DANS le précédent chapitre, nous avons distingué plusieurs types pétrographiques parmi les roches ultrabasiques résiduelles. A l'aide des paramètres CIPW, nous allons essayer de préciser leurs différences et leurs analogies. Nous envisagerons ensuite le problème des échanges chimiques sur lesquels l'étude pétrographique a déjà donné certaines indications, puis nous nous efforcerons d'établir un bilan.

(Nous limitons cette étude chimique aux roches ultrabasiques de la série de la Rianila qui affleurent au Nord-Ouest de Tamatave et qui sont les seules à contenir des roches éruptives résiduelles en quantité appréciable).

A. — PARAMÈTRES CIPW

Nous n'avons calculé les paramètres CIPW que pour les roches les moins modifiées car les transformations chimiques des amphibolites, des soapstones et des serpentines sont telles qu'en aucun cas elles ne donneraient des paramètres représentatifs de la roche dont elles dérivent.

En effet, l'examen des valeurs du paramètre p nous montre que les roches quelque peu transformées n'ont pas les normes qui correspondent à leur composition minéralogique initiale : le microscope révèle des roches holomélanocrates, composées d'enstatite, d'olivine et de spinelle où le métamorphisme a introduit des quantités variables de chaux et d'alumine qui se sont fixées sous forme d'amphibole ou de chlorite. Dans la composition virtuelle, cette chaux et cette alumine apparaissent sous forme de corindon et de feldspath et ramènent de V à IV la valeur du paramètre p .

Le paramètre h est toujours voisin de 1, ce qui prouverait que tout le minerai d'un massif ultrabasique est allé se fixer dans des ségrégations primaires (chromitites).

Le paramètre k permet de retrouver dans la classification chimique les pyroxénolites, les saxonites et les harzburgites que nous avons séparées au microscope. Une exception doit être faite pour Y. 7 997 dont le paramètre est celui d'une péridotite alors que le microscope met en évidence des quantités non négligeables d'enstatite.

Tableau VI

ANALYSES CHIMIQUES ET PARAMÈTRES CIPW DES ROCHES ULTRABASIQUES PEU MODIFIÉES

	Y. 3 039	Y. 3 040 A	Y. 3 040 B	Y. 7 694	Y. 3 041	Y. 3 046	Y. 7 564	Y. 7 997	Y. 3 049
	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	46,97	48,78	48,61	49,6	41,59	36,93	36,0	37,7	41,75
Al ₂ O ₃	9,51	6,81	2,77	3,15	2,62	2,74	4,5	7,1	7,6
Fe ₂ O ₃	4,2	2,22	0,85	1,1	0,52	3,45	11,0	5,1	2,2
FeO.....	6,14	5,68	6,58	6,2	10,45	9,55	9,7	8,5	8,04
MgO.....	20,23	31,20	33,0	33,75	36,85	36,1	26,8	32,45	17,9
CaO.....	9,70	0,94	1,65	0,3	0,1	0,58	1,85	1,85	13,63
Na ₂ O.....	0,15	0,3	0,15	0,7	tr.	0,16	0,2	1,0	0,19
K ₂ O.....	0,15	0,15	0,15	0,2	0,15	0,2	0,15	0,3	0,3
TiO ₂	0,1	0,08	0,09	tr.	0,07	0,08	tr.	tr.	0,07
P ₂ O ₅	0,07	0,2	0,16	—	0,17	0,14	tr.	tr.	0,09
NiO.....	0,15	0,08	0,11	0,06	0,11	0,13	0,12	0,06	0,17
MnO.....	0,37	1,0	0,42	—	0,6	0,9	—	—	1,55
Cr ₂ O ₃	tr.	tr.	tr.	—	tr.	tr.	—	—	0,62
CO ₂	2,18	1,71	4,39	4,9	6,12	9,09	9,0	6,05	4,37
H ₂ O ⁺	0,31	0,49	0,45	0,45	0,35	0,44	1,1	0,2	0,14
H ₂ O ⁻									
Total.....	100,23	99,64	99,38	100,41	99,70	100,49	100,42	100,31	98,62
p.....		(IV) V	V	(IV) V	V	V		IV	IV
h.....		1	1	1	1	1'		1 (2)	1'
k.....		(1) 2	2'	2'	3 (4)	4		5	(2) 3
l.....		1	1	1	1	1		1	2
m.....		1'	1(2)	1'	(1) 2	(1) 2		(1) 2	2

La localisation de ces analyses est donnée à la page 80.

Tableau VII

ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES ULTRABASIQUES TRANSFORMÉES

	Y. 7 567	Y. 8 234	Y. 7 693	Y. 7 290	Y. 8 224	Y. 7 314	Y. 7 158	Y. 8 231	Y. 8 289	Y. 8 233
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	38,35	60,1	44,3	55,4	50,1	50,89	50,1	37,55	34,7	52,25
Al ₂ O ₃	11,6	3,75	21,7	2,15	3,25	5,68	6,8	4,8	0,9	4,1
Fe ₂ O ₃	4,6	2,6	2,1	2,0	1,0	1,65	2,65	7,35	5,1	4,65
FeO	8,3	7,55	5,4	6,2	9,55	10,34	6,25	6,5	4,55	7,8
MgO	27,0	17,55	16,45	28,6	20,4	19,34	25,55	28,9	27,3	24,2
CaO	tr.	5,8	2,0	1,6	9,8	8,82	0,18	1,95	8,9	5,45
Na ₂ O	1,1	1,7	0,75	0,5	0,4	}	2,0	0,05	0,4	0,95
K ₂ O	0,15	0,2	0,25	0,2	0,15		0,35	0,2	0,15	0,25
TiO ₂	0,5	tr.	tr.	tr.	tr.	0,2	tr.	tr.	tr.	tr.
P ₂ O ₅	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
NiO	0,09									
MnO	0,1	0,06	0,1	0,12	0,15	0,14	0,08	0,15	0,04	0,08
Cr ₂ O ₃						0,21				
CO ₂						0,45				
H ₂ O ⁺	5,8	1,55	6,8	1,9	4,05	2,37	5,3	10,7	12,5	1,1
H ₂ O ⁻	0,5	0,2	0,4	0,2	0,55	0,12	0,45	1,05	4,4	0,15
Total	98,09	101,06	100,25	98,87	99,4	100,21	99,71	99,2	100,04	100,48

La localisation de ces analyses est donnée à la page 80.

LOCALISATIONS DES ANALYSES

(Tableaux VI et VII)

- Y. 3 039 (F. RUF). Pyroxénolite à hornblende de néoformation. Mine de Ranomena, feuille Tamatave.
- Y. 3 040 A (F. RUF). Saxonite à hornblende de néoformation. Mine de Ranomena, feuille Tamatave.
- Y. 3 040 B. (F. RUF). Saxonite. Mine de Ranomena, feuille Tamatave.
- Y. 7 694 (F. RUF). Saxonite talqueuse. X = 930,6 Y = 705,6, feuille Foulpointe.
- Y. 3 041 (F. RUF). Harzburgite. Mine de Ranomena, feuille Tamatave.
- Y. 3 046 (F. RUF). Harzburgite. Mine de Ranomena, feuille Tamatave.
- Y. 7 564 (F. RUF). Harzburgite à chlorite et actinote. X = 908,9 Y = 713,8 ; feuille Foulpointe.
- Y. 7 997 (F. RUF). Harzburgite à chlorite et trémolite. Ranomena-Betampona, feuille Foulpointe.
- Y. 3 049 (F. RUF). Wehrlite. Mine de Ranomena, feuille Tamatave.
- Y. 7 567 (F. RUF). Gédritite. X = 908,9 Y = 713,5 ; feuille Foulpointe.
- Y. 8 234 (F. RUF). Trémolite. X = 900,2 Y = 667,4 ; feuille Antanamalaza.
- Y. 7 693 (F. RUF). Trémolite très chloriteuse. X = 930,6 Y = 705,6 ; feuille Foulpointe.
- Y. 7 290 (F. RUF). Anthophyllito-actinotite. Sarongololona, feuille Antanamalaza.
- Y. 8 224 (F. RUF). Hornblendite à enstatite. Ranomena-Betampona, feuille Foulpointe.
- Y. 7 314 (F. RUF). Hornblendite. Anapisaka, feuille Foulpointe.
- Y. 7 158 (F. RUF). Soapstone. 1 km au Sud d'Ambodihazina, feuille Antanamalaza.
- Y. 8 231 (F. RUF). Serpentine. X = 909,4 Y = 666,8 ; feuille Antanamalaza.
- Y. 8 289 (F. RUF). Serpentine à carbonate 5,9 km au S.SE de Vohipito, feuille Antanamalaza.
- Y. 8 233 (F. RUF). Serpentine à trémolite. X = 909,2 Y = 667,4 ; feuille Antanamalaza.

Le paramètre 1 détache nettement la wehrlite des autres roches ultra-basiques.

Le paramètre m accuse le caractère hypermagnésien de ces roches. Il n'y a aucune liaison entre les petites variations de ce paramètre et l'intensité du pléochroïsme de l'orthopyroxène. (La composition de cet orthopyroxène est proche du pôle enstatite de la série enstatite-ferrosilite, celle de l'olivine est proche du pôle forstérite de la série forstérite-fayalite).

Enfin, les paramètres CIPW, pas plus que l'examen micrographique, ne soulignent de différences entre les roches des massifs minéralisés en chromite et celles des massifs qui ne le sont pas.

B. — PARAMÈTRES DE NIGGLI

Avec les paramètres de NIGGLI, nous abordons le problème des modifications chimiques apportées aux roches ultrabasiques éruptives par le métamorphisme.

Avant de discuter les résultats obtenus, nous tenons à rappeler la fréquence des différents faciès dans la série de la Rianila, au Nord-Ouest de Tamatave.

<i>Roches éruptives résiduelles</i>	{	Roches de la famille des enstatites et des harzburgites (anhydres, très peu alumineuses, non calciques)	92 %
		Roches d'origine endomorphique de la famille des lherzolites et des wehrlites (anhydres, calciques et alumineuses).....	6 %
		Roches associées de la famille des gabbros (anhydres, avec chaux et alumine)	0 %
<i>Roches ultrabasiques transformées</i>	{	Anthophyllites et gédritites (plus ou moins alumineuses, non calciques, hydratées)	7 %
		Anthophyllito-trémolitites (plus ou moins alumineuses, calciques et hydratées)	15 %
		Trémolitites chloriteuses (plus ou moins alumineuses, calciques et hydratées)	15 %
		Hornblendites (alumineuses, calciques, hydratées).....	29 %
		Soapstones (plus ou moins alumineux, calciques et hydratés).....	10 %
		Serpentines (peu alumineuses, plus ou moins carbonatées et hydratées)	11 %

L'étude micrographique nous a amené à considérer les roches ultrabasiques résiduelles comme des roches presque toujours *strictement ferro-magnésiennes et anhydres* tandis que les roches ultrabasiques transformées contiennent manifestement des quantités variables de chaux, d'alumine et de groupements OH. D'autre part, les passages progressifs observés au microscope des types non transformés aux types transformés montrent sans ambiguïté l'origine des roches ultrabasiques métamorphiques. Enfin, la présence de résidus d'enstatite ou d'olivine dans les roches métamorphiques analysées, à l'exclusion de tout minéral primaire calcique ou alumineux (sauf des traces de spinelle), donne une garantie supplémentaire sur leur filiation à partir de roches strictement ferromagnésiennes.

Résultats obtenus : les paramètres al, fm, c, alk ont été portés sur un diagramme triangulaire (planche 14). De l'examen de ce diagramme et des tableaux VIII et IX, on peut conclure :

1) Les roches hypermagnésiennes sans autre minéral de métamorphisme que le talc, se groupent normalement au pôle fm du diagramme. Certaines d'entre elles contiennent une faible proportion d'alumine sous forme de spinelle et un peu de chaux sous forme de carbonates secondaires (analyses Y. 3 040 B et Y. 7 694 — serpentine rare —, Y. 3 041 et Y. 3 046).

2) La transformation endomorphique des saxonites en wehrlites s'effectue par un apport massif de chaux, un apport plus modéré d'alumine et une diminution des proportions de fer et de magnésie.

Tableau VIII

PARAMÈTRES DE NIGGLI ET COMPARAISON DE VOLUMES ÉGAUX POUR LES ROCHES ULTRABASIQUES PEU MODIFIÉES

	Y. 3 039	Y. 3 040A	Y. 3 040 B	Y. 7 694	Y. 3 041	Y. 3 046	Y. 7564	Y. 7 997	Y. 3 049
si	85,2	81,9	81,0	83,1	62,4	55,0	58,5	56,3	74,7
al	10,1	6,8	2,7	3,1	2,3	2,3	4,3	6,3	8,1
fm	70,8	91,1	93,9	95,1	97,6	96,5	92,0	89,1	65,6
c	18,9	1,7	3,0	0,5	0,2	1,0	3,2	3,0	26,1
alk	0,2	0,4	0,4	1,3	0	0,2	0,5	1,7	0,3
Si	46,9	49,1	48,5	47,0	40,7	35,5	35,2	36,2	42,8
Al	11,1	8,1	3,2	3,5	2,9	3,0	5,2	8,1	9,2
Fe ³⁺	3,1	1,7	0,7	0,8	0,4	2,5	8,1	3,7	1,7
Fe ²⁺	5,2	4,8	5,5	4,9	8,5	7,7	7,9	6,8	6,8
Mg	30,3	47,1	49,5	48,0	54,1	51,9	39,4	46,8	27,6
Ca	10,4	1,0	1,8	0,3	0,1	0,6	1,9	1,9	15,0
Na	0,2	0,5	0,5	1,3	—	0,2	0,4	1,9	0,4
K	0,1	0,1	0,1	0,2	—	0,2	0,2	0,4	0,3
Ti	0,1	0,1	0,1	—	0,1	0,2	—	—	0,1
P	0,1	0,1	0,1	—	0,1	0,1	—	—	0,1
Mn	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
Cr	0,2	0,8	0,4	0,1	0,5	0,7	—	—	1,2
Ni	0,1	0,2	0,1	—	0,1	0,1	—	—	0,1
Cations	107,8	113,6	110,5	106,1	107,6	102,6	98,4	105,9	105,4
O	169,4	173,7	175,9	169,8	170,4	170,4	169,3	166,2	171,2
OH	(14,5)	(11,5)	(29,2)	(30,9)	(39,9)	(58,1)	(58,7)	(38,8)	(29,9)
Total	277,2	287,3	286,4	275,9	278,0	273,0	267,7	272,1	276,6

Tableau IX

PARAMÈTRES DE NIGGLI ET COMPARAISON DE VOLUMES ÉGAUX POUR LES ROCHES ULTRABASIQUES TRANSFORMÉES

	Y. 7 567	Y. 8 234	Y. 7 693	Y. 7 290	Y. 8 224	Y. 7 314	Y. 7 158	Y. 8 231	Y. 8 289	Y. 8 233
si	64,9	136,9	95,0	103,8	95,8	97,1	96,2	63,1	56,8	94,6
al.....	11,6	5,1	27,4	2,5	3,7	6,4	7,7	4,7	0,9	4,3
fm.....	86,4	78,9	66,0	93,1	75,3	75,6	87,7	91,4	79,7	83,1
c.....	0,0	14,2	4,6	3,3	20,1	18,0	0,5	3,5	18,6	10,5
alk ...	2,0	1,8	1,9	1,1	0,9	0,0	4,2	0,3	0,8	2,1
Si	34,2	53,9	38,6	52,3	49,0	48,0	41,1	32,6	28,4	44,3
Al.....	12,2	4,0	22,3	2,5	3,8	6,3	6,6	4,9	0,9	4,1
Fe''' ..	3,1	1,7	1,4	1,5	0,7	1,2	1,7	4,8	3,2	3,0
Fe'' ...	6,2	5,7	3,9	4,9	7,8	8,1	4,3	4,7	3,2	5,1
Mg	36,2	23,7	21,5	40,5	29,9	27,4	31,5	37,7	33,6	30,8
Ca ...	—	5,6	1,9	1,6	10,3	8,9	0,2	1,8	9,3	4,9
Na.....	1,9	1,2	1,3	0,9	0,7	—	3,2	0,1	0,6	1,6
K	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	—	0,4	0,2	0,2	0,3
Ti	0,3									
Mn ...	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,0	0,1
Cr.....						0,2				
Ni	0,1					0,3				
C.....						0,1				
Cations.	94,5	96,1	91,3	104,5	102,5	100,7	89,1	86,9	93,4	94,2
O	152,8	156,8	160,7	164,1	166,3	160,3	146,8	156,1	149,3	144,0
OH ...	(34,5)	(9,3)	(39,6)	(12,0)	(26,4)	(14,9)	(28,9)	(61,9)	(24,0)	(6,2)
Total .	247,3	252,9	252,0	268,5	268,8	261,0	235,9	243,0	242,7	238,2

N.B. — Les roches Y. 7 314, Y. 7 693 et Y. 8 234 étant poreuses, la densité mesurée est la densité apparente après 15 mn d'immersion dans l'eau.

3) Les saxonites à amphibole de néoformation montrent un léger enrichissement en alumine et en chaux et un appauvrissement en fer et en magnésie qui en font des roches intermédiaires entre les saxonites et les amphibolites.

4) Les gédritites (Y. 7 567) montrent un fort enrichissement en alumine et un petit apport d'alcalis.

5) Les trémolitites chloriteuses et les hornblendites accusent un accroissement substantiel des proportions de chaux et d'alumine et un faible apport d'alcalis.

6) Les soapstones se sont formés par une petite augmentation des pourcentages de l'alumine et des alcalis.

7) Les serpentines contiennent des proportions variables en chaux, alcalis, alumine et ferromagnésiens, suivant la nature de la roche aux dépens de laquelle elles se sont développées.

Les paramètres si traduisent la plus forte teneur en silice des pyroxénolites par rapport aux harzburgites et l'augmentation de la silice par rapport aux autres oxydes dans les roches métamorphiques.

En conclusion, les paramètres de NIGGLI donnent déjà une idée générale du processus métasomatique mais laissent dans l'ombre le rôle des groupements OH^- et l'évolution individuelle de certains éléments tels que Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg, Na et K. Le désir d'obtenir une représentation plus détaillée du processus métasomatique nous a conduit à adopter le mode calcul que nous allons exposer :

C. — COMPARAISON DE VOLUMES ÉGAUX DE ROCHES

1) CALCULS PÉTROGRAPHIQUES A VOLUME CONSTANT.

Dans le chapitre V, nous avons énuméré les différentes hypothèses qui peuvent servir de point de départ à un calcul pétrographique destiné à rendre compte du processus métasomatique. Parmi celles-ci, l'hypothèse du volume constant nous a paru à la fois la plus simple et la plus représentative des phénomènes géologiques réels. Le calcul de la « standard cell » de T. BARTH introduit une deuxième hypothèse (constance du nombre d'atomes d'oxygène au cours des échanges chimiques) qui, nous l'avons vu, ne se trouve vérifiée que dans quelques cas particuliers (échanges chimiques dans un même minéral faciès). Le calcul de la « standard cell » ne pouvant donner des résultats satisfaisants pour les roches ultrabasiques, nous proposons un mode de calcul simple (dérivé du calcul de B. BRAJNIKOV), destiné à comparer des volumes réellement égaux de roche (aux erreurs de mesure près) et conservant la présentation élégante que T. BARTH a donné à sa « standard cell ».

Le principe est de calculer grâce au poids spécifique le nombre d'atomes-gramme contenus dans une unité de volume U , de telle manière que la somme des cations soit un nombre voisin de 100 pour les roches les plus courantes. En présentant ainsi notre calcul, nous exprimons les analyses sous une forme voisine de celle de la « standard cell » à laquelle sont familiarisés les géologues et nous ne nous encombrons pas du nombre d'AVOGADRO utilisé par B. BRAJNIKOV et J. ELLIS. Toutefois, si l'on désire connaître le nombre d'atomes réels contenus dans un centimètre-cube de roche, il suffira de multiplier le premier résultat obtenu par un coefficient K dans lequel interviendra le nombre d'AVOGADRO ($K = 318 \times 10^{18}$, en admettant pour nombre d'AVOGADRO $6,023 \times 10^{23}$).

Marche du calcul.

1) Après avoir déterminé le poids spécifique de la roche analysée, on le recalcule en éliminant l'eau d'imbibition exprimée dans l'analyse (H_2O^-). On obtient ainsi le poids spécifique corrigé « *psc* ».

2) A partir des pourcentages d'analyse, on calcule les équivalents moléculaires de chaque oxyde (multipliés par 1 000), y compris ceux de l'eau, de l'anhydride carbonique et de l'anhydride sulfureux.

3) On calcule ensuite le nombre d'atomes-gramme contenus dans l'équivalent moléculaire de chaque oxyde (par exemple si M est l'équivalent moléculaire des pourcentages d'alumine, on aura : Nombre d'atomes-gramme d'Al = $n = 2 \times M$. — Nombre d'atomes-gramme de l'oxygène de l'alumine = $n' = 3 \times M$).

4) On fait la somme de tous les atomes-gramme d'oxygène, y compris ceux de l'eau, et la somme de tous les cations-gramme, excepté l'hydrogène.

Exemple d'un calcul

Y. 7 567 = Gédritite

ps = 2,74

pse = 2,76

	1	2	3	4		5
SiO ₂	38,35	639	1278	639	Si	34,2
Al ₂ O ₃	11,6	114	342	228	Al.....	12,2
Fe ₂ O ₃	4,6	29	87	58	Fe'' '	3,1
FeO	8,3	115	115	115	Fe''	6,2
MgO	27,0	675	675	675	Mg	36,2
CaO	tr.	—	—		Ca	—
Na ₂ O	1,1	18	18	36	Na	1,9
K ₂ O	0,15	2	2	4	K	0,2
TiO ₂	0,5	6	12	6	Ti	0,3
P ₂ O ₅	tr.	—	—		P	—
MnO	0,1	1	1	1	Mn	0,05
NiO	0,09	1	1	1	Ni	0,05
H ₂ O	5,8	322	322	(644)	OH	(34,5)
H ₂ O ⁻	(0,5)				Cations	94,4
Total	97,59		2853	1763	Oxygène	152,8
					Total	247,2

1 = Pourcentages d'analyse.

4 = Nombre de cations-gramme.

2 = Equivalents moléculaires.

5 = Nombre d'atomes dans U.

3 = Nombre d'atomes-gramme d'oxygène.

5) On multiplie ces deux sommes ainsi que le nombre d'atomes de chaque cation (y compris l'hydrogène) par le coefficient suivant :

$$\alpha = \frac{p \ s \ c}{0,528 \times \Sigma}$$

$p \ s \ c$ = poids spécifique corrigé

0,528 = coefficient arbitraire.

Σ = somme des pourcentages d'analyse de laquelle on a déduit le pourcentage de l'eau d'imbibition (H_2O^-).

6) On obtient ainsi le nombre d'atomes de chaque cation, la somme des cations, la somme des atomes d'oxygène, y compris un nombre de groupements OH^- égal au nombre d'atomes d'hydrogène et la somme totale des atomes contenus dans un volume U.

Pour aboutir à des résultats intéressants, il est nécessaire de travailler sur des échantillons frais, ni altérés, ni poreux, suffisamment gros et homogènes pour que la valeur du poids spécifique soit correcte. Il convient également de conserver la poudre destinée à l'analyse chimique à l'abri de l'air aussitôt après le broyage. Dans ces conditions, la quantité d'eau d'imbibition contenue dans la poudre sera à peu près égale à celle qui était contenue dans la roche et l'on évitera ainsi de fausser les résultats.

2) RÉSULTATS.

Un examen des tableaux VIII et IX et des graphiques (planches 15 et 16) permet de constater que les roches peu modifiées se caractérisent par une concentration atomique plus élevée que leurs dérivés métamorphiques. Elles montrent aussi des variations de composition assez importantes, essentiellement imputables à leur plus ou moins forte teneur en olivine : de ce fait, nous les avons classées de gauche à droite (dans le tableau VIII), suivant les valeurs croissantes du paramètre k (à l'exception de la wehrélite Y. 3 049 que nous avons mise à part) et les teneurs en silicium décroissent ainsi assez régulièrement de gauche à droite. Parmi ces roches, trois seulement contiennent peu de minéraux de néoformation : ce sont Y. 3 040 B, Y. 3 041 et Y. 3 046. La roche Y. 7 694 offre également une composition assez proche de celle des roches primitives bien que l'enstatite y soit presque entièrement épigénisée en talc. Nous avons choisi ces quatre roches comme étalon pour mesurer les départs et les apports dûs au processus métasomatique au cours du métamorphisme. Les roches Y. 3 039, Y. 3 040 A, Y. 7 564 et Y. 7 997 sont des types de transition entre les roches primitives et métamorphiques. Pour chaque élément, nous estimerons qu'il y a eu apport ou départ uniquement dans le cas où sa teneur sera plus élevée ou plus basse que les teneurs extrêmes de cet élément dans les roches étalons.

a) *Bilan des échanges de cations* (planche 16).

Transformation en anthophyllitites : (gédritite Y. 7 567) :

Apport de Al (massif), de Fe''' (faible) et de Na.

Départ de Mg (massif) et de Ni (peu et incertain).

Ne varient pas : Si, Fe'' , Ca, K, Ti et OH.

La concentration atomique accuse une forte diminution qui porte à la fois sur le nombre d'atomes d'oxygène et sur le nombre de cations.

Transformation en amphibolites chloriteuses. — Analyses Y. 3 040 A (saxonite à hornblende et spinelle), Y. 3 039 (pyroxénolite à hornblende verte abondante et chlorite), Y. 8 234, Y. 7 314, Y. 8 224 (amphibolites à amphibole monoclinique peu ou pas chloriteuse), Y. 7 290 (anthophyllito-trémolitite) :

Apport de Al, Ca et Na.

Départ de Fe''' , Mg (important).

Restent à peu près constants Si, Fe'' et K.

Il y a une baisse progressive de la concentration des cations et de l'oxygène. La proportion des groupements OH correspond aux formules chimiques des minéraux.

Transformation en chloritoschistes à amphibole. — Analyses Y. 7 564 et Y. 7 997 (harzburgites transformées à amphibole de néoformation et chlorite abondante), Y. 7 693 (chloritoschiste à chlorite dominante et amphibole) :

Apport de Al (important), Ca (peu), Si (peu) et Na (peu).

Départ de Fe'' (peu) et Mg (important).

La concentration atomique baisse progressivement.

Transformation en soapstones chloriteux (Y. 7 158) :

Apport de Al et Na.

Départ de Fe'' (peu) et Mg (important).

Ne varient pas Si, Fe''', Ca, K et Ti.

La concentration atomique baisse très nettement. Il y a une importante fixation d'eau sous forme de groupements OH.

Serpentinisation. (Y. 8 231 et Y. 8 233). — La serpentinisation constitue un cas spécial car elle peut s'opérer aussi bien à partir des roches éruptives primaires que des sarrazacites qui en dérivent.

Du processus de serpentinisation, on ne retiendra donc qu'une forte baisse de la concentration atomique, la formation plus ou moins importante de groupements OH et un apport éventuel de carbonates.

Transformation endomorphique en wehrlites. (Y. 3 049) :

Apport d'Al et surtout de Ca.

Départ massif de Mg.

Ne varient pas Si, Fe''', Fe'', Na', K et Ti.

La proportion de groupements OH est plus faible mais ne correspond pas aux formules des minéraux. La concentration atomique reste inchangée.

b) *Rôle de l'eau.*

Nous abordons là un problème délicat que nous n'avions pas les moyens de résoudre entièrement, mais dont nous espérons pouvoir au moins exposer clairement les données.

Lorsque leur composition minéralogique montre qu'elles sont exemptes de toute altération, les saxonites, les harzburgites et plus généralement les péridotites *sensu lato*, se présentent à l'analyse chimique comme des roches pratiquement anhydres (H.S. WASHINGTON, 1904). Mais le plus souvent, elles contiennent des minéraux hydroxylés (serpentine, chlorite, talc) et effectivement de l'eau dite « de constitution » apparaît alors à l'analyse (perte au feu). Il est courant d'attribuer l'eau ainsi dosée aux groupements OH des minéraux d'altération (F.W. CLARKE, 1924, p. 469). Or un examen attentif montre que ces groupements OH correspondent à un nombre tel que leur saturation par des minéraux hydroxylés (antigorite, talc) conduit à une proportion volumétrique de ces derniers très largement supérieure à celle donnée par l'examen micrographique. Nous aboutissons donc à une contradiction que nous proposons d'illustrer par un exemple précis.

Considérons la roche Y. 3 046 : c'est une harzburgite contenant *accessoirement* de la serpentine, du talc, des carbonates (ces derniers en quantité suffisamment faible pour être négligés) et des spinelles. Or si l'on suppose que tout l'hydrogène de cette roche est fixé dans les édifices cristallins sous forme de groupements OH et que l'on essaye de saturer ces groupements par de l'antigorite, on répètera 7,2 fois la formule de ce minéral ($\text{Mg}_6(\text{OH})_8\text{Si}_4\text{O}_{10}$) et on utilisera 130,5 oxygènes sur un total de 170,4 — soit plus de 76 % du stock initial. Admettons avec T.F.W. BARTH (compte tenu de l'approximation que l'on sait) que le volume occupé par l'antigorite soit voisin de celui occupé par ses atomes d'oxygène, ce minéral devrait alors occuper environ 75 % du volume de la roche, ce que contredit l'observation micro-

graphique ! De plus, une telle roche serait pratiquement une serpentine et tant son poids spécifique (1) que sa concentration atomique (cf. planche 15) devraient être très inférieurs à ce qu'ils sont en réalité.

Le même raisonnement par l'absurde semble pouvoir s'appliquer à beaucoup de périclites (cf. les analyses données par H.S. WASHINGTON et F.W. CLARKE). Nous poserons donc ainsi le problème : *dans les roches ultrabasiques en voie d'altération, toute l'eau dosée à la perte au feu ne pouvant entrer sous forme de groupements OH dans les minéraux hydroxylés, sous quelle forme physique le reliquat se présente-t-il ?*

En l'absence de mesures précises (étude du départ de l'eau à la thermo-balance), je ferai les remarques suivantes :

— Dans les roches ultrabasiques qui ont subi un degré d'altération comparable, la quantité d'eau retenue semble croître en même temps que les proportions d'olivine (parmètre k). Exemple : les trois roches Y. 3 040 B, Y. 3 041 et Y. 3 046 (tableaux VI et VIII).

— Cette eau peut-elle exister dans la roche sous une forme plus ou moins libre ? Si oui, cela implique qu'elle n'aurait pas été totalement éliminée par un passage dans l'étuve à 110°. Emprisonnée ou encore plus ou moins fixée dans d'étroites fissures (les craquelures de l'olivine, par exemple, qui sont larges de 1 à 20 μ), elle serait libérée à la perte au feu soit par éclatement des grains, soit par simple déshydratation.

— Les pourcentages volumétriques des minéraux réels calculés à la platine intégratrice, en donnant la proportion des groupements OH qui entrent dans le réseau des minéraux hydroxylés, permettraient de connaître le nombre de molécules de H₂O non utilisées et par là (en se basant sur les proportions volumétriques de l'oxygène) une valeur approximative du coefficient de porosité de la roche. Cette porosité pourrait encore se calculer, toujours en partant du pourcentage des minéraux réels, d'après la différence entre la densité théorique et la densité réelle, plus faible, des roches en voie d'altération.

En faisant ces quelques réflexions, nous avons été guidé par l'idée qu'il existait dans les roches ultrabasiques une certaine porosité qui favorise une rétention d'eau relativement importante. Cette porosité, faible au départ, ne ferait que s'amplifier avec le temps. Les vides résulteraient d'une destruction progressive des réseaux cristallins et seraient comblés volume à volume par de l'eau. Sans préjuger du processus réel, on peut constater que tout se passe in fine comme s'il y avait élimination de cations et remplacement de ceux-ci par de l'hydrogène : en effet, le stock d'oxygène reste à peu près constant quelle que soit la proportion d'eau (tableau VIII). On a donc des roches qui, tout en étant encore des harzburgites et des saxonites, sont déjà *potentiellement* des serpentines, des soapstones ou des amphibolites ! Elles sont en état de déséquilibre et susceptibles de transformations immédiates à la moindre sollicitation provoquée par des variations de température et de pression. Ainsi, ce serait bien la porosité relativement exceptionnelle des roches ultrabasiques qui, comme nous en avons émis l'hypothèse au chapitre précédent (p. 82), déterminerait le *caractère hydrothermal* de leurs transformations dans le métamorphisme régional.

(1)

Roches	SAXONITE	HARZBURGITES		SERPENTINES		
Numéros	Y. 3 040 B	Y. 3 041	Y. 3 046	Y. 8 231	Y. 8 289	Y. 8 233
Poids spécifique	3,10	3,06	3,04	2,66	2,53	2,70

Tableau X

TENEURS EN NICKEL DE QUELQUES ROCHES ULTRABASIQUES

Numéro	Localisation	Détermination	Feuille	NiO ₂ %
Y. 3 024	Près d'Ambodihassina	Harzburgite à trémolite	VW 44	0,4
Y. 4 016	A l'Est de Vohitratody	Pyroxénolite à trémolite	—	0,2
Y. 4 024	Près d'Ambinany Sahanony	Trémolitite chloriteuse	—	0,21
Y. 7 158	Près d'Ambodihassina	Anthophyllitite	U 44	0,2
Y. 7 290	Près de Sarongololona	—	—	0,27
Y. 7 291	Près de Sarongololona	Actinotite	—	0,2
Y. 7 564	A l'Est d'Andromby	Serpentine	VW 44	0,38
Y. 7 570	Près d'Ambodimangasahimpa	Soapstone	—	0,46
Y. 7 674	Près de Vohitsara	Trémolitite	—	0,3
Y. 7 685	Près de Masomandia	—	—	0,22
Y. 7 687	Près d'Ambodimangasahimpa	Anthophyllitite	—	0,26
Y. 7 693	X = 930,6 Y = 705,6	Trémolitite	—	0,24
Y. 7 694	—	Harzburgite talqueuse	—	0,28
Y. 7 766	Près d'Andapa	Argile latéritique	VW 44	0,46
Y. 7 771	Près d'Androka	Roche verte altérée	—	0,28
Y. 7 773	Près d'Androka	—	—	0,46
Y. 7 775	Près d'Ambodihassina	Anthophyllitite	—	0,22
Y. 7 777	Près d'Ambinany-Sahavony	Roche verte altérée	—	0,3
Y. 7 778	Près d'Ambinany-Sahavony	Hornblendite	—	0,2

Tableau X (suite)

Numéro	Localisation	Détermination	Feuille	NiO ₂ %
Y. 7 785	Près d'Ampasimbazaha	Anthophyllite altérée	—	0,22
Y. 7 943	Près d'Andapa	Anthophyllite	—	0,24
Y. 7 944	Près d'Ambodifisokina	Chloritoschiste	—	0,28
Y. 7 948	Près de Sahafary	Soapstone	—	0,3
Y. 7 997	Ruisseau Ranomena Réserve de Betampona	Harzburgite	—	0,22
Y. 8 224	Ruisseau Ranomena Réserve de Betampona	—	—	0,24
Y. 8 231	X = 909,6 Y = 664,2	—	U 44	0,3
Y. 8 289	A l'Ouest de Vohipito	—	—	0,28
Y. 8 330	Près d'Ambodivoapaka	Latérite	VW 44	0,2
Y. 8 331	Près d'Ambodivoapaka	Harzburgite	—	0,24

D. — COMPORTEMENT DU NICKEL AU COURS DU MÉTAMORPHISME

Les roches ultrabasiques pouvant contenir des quantités de nickel appréciables sans qu'elles montrent de garniérite, nous avons fait analyser au Service des Mines de Tananarive de nombreuses roches ultrabasiques afin d'y rechercher ce métal. Les résultats obtenus ne donnent aucune concentration en nickel présentant un intérêt économique mais permettent d'avoir une idée de la répartition du nickel dans les différents faciès pétrographiques. Nous avons réuni, dans le tableau X, 29 analyses où les teneurs en nickel sont supérieures à 0,20 % (sur 89 analyses effectuées). On remarque ainsi que certaines amphibolites ont des teneurs en nickel tout à fait comparables à celles des harzburgites dont elles dérivent, ce qui tendrait à démontrer que le nickel migre peu au cours du métamorphisme.

E. — CONCLUSION A L'ÉTUDE DES ROCHES ULTRABASIQUES

Les paramètres CIPW confirment que les roches ultrabasiques de la série de la Rianila qui ne contiennent pas de minéraux de néoformation ont un caractère mélanocrate et hypermagnésien et que la plus ou moins grande abondance de l'olivine permet d'y distinguer des pyroxénolites, des saxonites et des harzburgites.

Différents calculs pétrographiques aux résultats concordants nous autorisent à conclure que le processus métasomatique au cours du métamorphisme des roches ultrabasiques se schématise ainsi :

- Départ massif de magnésium.
- Apport en quantités variables d'aluminium, de calcium et de sodium.

Les éléments Si, Fe'' et Fe''' semblent ne pas être l'objet de migrations importantes.

Le fait qu'un métamorphisme de moyenne intensité s'exerçant sur des roches hypermagnésiennes conduise à des roches aussi variées que des gédritites, des hornblendites ou même des chloritoschistes ne doit pas nous surprendre. En effet, les roches hypermagnésiennes ont une composition et une structure cristalline monstrueuses pour les conditions de température et de pression régnant dans les couches supérieures de l'écorce terrestre. Pour rétablir leur équilibre minéralogique, elles recristallisent en minéraux stables (amphibole, chlorite, talc) en présence d'un excès d'eau, dans les conditions physiques de leur nouveau domaine, et, pour y atteindre, elles empruntent les éléments disponibles des roches voisines. Ainsi s'établira un « appel » d'ions aluminium et calcium, compensé par un départ d'ions magnésium. Cette demande sera satisfaite en fonction de la nature de la roche encaissante : roches alumineuses (gneiss, micaschistes, migmatites) ou roches calciques (pyroxénites à diopside).

L'eau joue dans ces transformations un rôle prépondérant qui confère à ce métamorphisme son caractère *hydrothermal*. On peut supposer que les roches ultrabasiques initialement « sèches » sont d'autant plus poreuses qu'elles contiennent plus d'olivine et qu'elles peuvent ainsi fixer secondairement de grandes quantités d'eau. Lors du métamorphisme, la quantité d'eau nécessaire à la formation des groupements OH entre dans les nouvelles combinaisons minéralogiques tandis que l'excédent est chassé en même temps que la porosité disparaît.

Dans l'hypothèse vraisemblable du processus métasomatique à volume constant, le métamorphisme des roches ultrabasiques s'accompagnerait d'une diminution sensible des concentrations en cations et en ions oxygène.

Enfin, nous avons pu constater que la transformation endomorphique des harzburgites en wehrlites s'effectuait, comme les transformations métamorphiques, par absorption de calcium et d'aluminium et expulsion de magnésium, mais sans variation visible de la concentration atomique.

CHAPITRE VIII

LA MINÉRALISATION CHROMIFÈRE DES ROCHES ULTRABASIQUES

PARMI les roches éruptives anciennes qui constituent avec leurs dérivés métamorphiques, la série de la Rianila, seules les roches ultrabasiques renferment une minéralisation chromifère. Cette minéralisation chromifère est très inégalement répartie et ne prend vraiment d'importance qu'à la limite des feuilles Tamatave-Ambodilazana et Foulpointe-Antanamalaza.

Nous présenterons d'abord les indices les plus importants en précisant leur localisation et leur étendue, puis nous ferons une étude pétrographique, minéralogique et chimique des minerais chromifères.

A. — DESCRIPTION DES INDICES ET DES GISEMENTS DE CHROMITE

1) AU NORD DE TAMATAVE.

La présence de chromitites, au Nord-Ouest de Tamatave, est connue de longue date : les indices d'Ankarabo étaient déjà signalés, en 1923, par A. LACROIX et le gisement de Ranomena, découvert, vers 1940, a été étudié par A. LENOBLE (1942-1945). Différentes sociétés ont fait des travaux de recherche sur ces chromites. La dernière en date, la Société Ugine, est sur le point de lancer l'exploitation de la chromite de Ranomena. Ayant reçu mission du Service Géologique de trouver une extension à cette minéralisation chromifère, nous avons découvert sept nouveaux indices ainsi qu'un huitième que connaissait déjà le prospecteur RUFFAT (Ambalatenina, feuille Foulpointe).

Nous donnerons en premier lieu un aperçu sur la façon dont se présente la chromite dans les gisements les mieux connus (Ranomena et Ankarabo), puis nous citerons les nouveaux indices que nous avons reconnus.

Gisement de Ranomena. — Nous rappellerons brièvement la structure du massif ultrabasique de Ranomena que nous avons déjà analysée au chapitre III. Le massif ultrabasique est constitué par l'empilement de trois petits laccolithes complexes qui s'enfouissent en plongeant à 45° vers le Sud-Est, sous les schistes cristallins de la série d'Ambodiriana au sein desquels ils sont interstratifiés (planche 17).

Les lentilles de chromitite, au nombre d'une quinzaine sont de taille variable (de $0,20 \times 4$ à 5×100 m) et leur enracinement a été reconnu à une vingtaine de mètres au maximum sous la surface topographique. A la bordure méridionale du massif, elles se suivent en chapelet sur 400 mètres, conformément à la schistosité générale des gneiss et avec le même plongement à 45° vers le Sud-Est. Un petit alignement Nord-Sud fait exception à cette règle ainsi que quelques lentilles disséminées dans le reste du massif. Des fractures empruntées par des dolérites ont donné des rejets qui décalent les lentilles de chromitite. La localisation de ces lentilles de chromitite les place donc au toit du laccolithe principal. Cette disposition est incompatible avec l'hypothèse d'une ségrégation par densité en phase liquide dans la position actuelle du gisement (poids spécifique de la chromite : $\text{Cr}_2\text{O}_3 \text{ FeO} = 4,65$).

Gisement d'Ankarabo. — (La localisation et la structure du massif ultrabasique ont été données en détail au chapitre III). Rappelons que le massif d'Ankarabo est constitué par des lames amphibolitiques (trémolitites et anthophyllites chloriteuses) longues de quelques centaines de mètres et interstratifiées à la verticale dans les formations de la série d'Ambodiriana. La chromite se présente en petite lentilles (2×10 m au maximum) qui se relayent sur 300 mètres environ, suivant la schistosité générale (N°75 W, pendage vertical). Ces lentilles de chromite s'insèrent dans les amphibolites mais peuvent se trouver en contact direct avec les migmatites. Elles se groupent presque toutes en un seul chapelet que nous avons cartographié sur la planche 18.

Les réserves du gisement peuvent être évaluées à quelques dizaines de milliers de tonnes. Ankarabo est située à 9 km à vol d'oiseau de la piste carrossable la plus proche.

Indices d'Ambalatenina. — Ils ont été découverts à 5 km au Nord d'Ambodiriana, en bordure de la piste pour piétons qui mène au village d'Ambalatenina (planche 6). Les indices sont constitués par trois champs de blocs de chromitite en place ou roulés, épars sur la latérite (planche 17). Le volume de certains de ces blocs peut atteindre plusieurs mètres cube.

Les zones minéralisées sont étalées par la désagrégation en blocs ; néanmoins, par comparaison avec le gisement de Ranolalina dont les réserves ont été estimées avec précision, on peut admettre qu'Ambalatenina contient plusieurs dizaines, voire quelques centaines de milliers de tonnes de minerai. La piste carrossable la plus proche passe à 5 km.

Indices d'Anapisaka. — Ils se trouvent près du village du même nom, à 2 km au Nord d'Ambodiriana (planche 6). Ce sont des blocs de chromitite, épars sur un versant de colline planté de caféiers ; certains de ces blocs ont roulé jusqu'au village.

Les réserves semblent peu importantes. La piste carrossable la plus proche passe à 2 km.

Indices d'Androrangavolo. — Ils ont été découverts dans la partie Sud-Est de la feuille Antanamalaza, au Sud du village d'Androrangavolo. De petits blocs de chromitite jonchent le fond de la vallée d'un ruisseau, affluent de la rive droite de la Sahambala (planche 7).

Les réserves sont minimes. La piste carrossable la plus proche est à 11 km à vol d'oiseau.

Indices de Ranomena-Betampona et Marofatana. — Ils correspondent à quelques blocs de chromitite disséminés dans le lit du ruisseau Ranomena (planche 6) qui traverse la réserve naturelle n° 1 de Betampona. (Il ne faut pas confondre ce ruisseau avec celui qui arrose la feuille Tamatave et qui a donné son nom au gisement exploité par la Société Ugine). Sur les pentes de cette vallée nous avons trouvé quelques concentrations diffuses de chromite dans une amphibolite chloriteuse. A hauteur de Marofatana, toujours dans la réserve naturelle, des blocs de chromitite très altérée prolongent les indices vers le Nord-Ouest.

Indices de Ranolalina. — Ils sont situés à l'extrême Nord de la feuille Ambodilazana dans un petit massif de roches ultrabasiques qui chevauche la limite méridionale de la feuille Antanamalaza. Des blocs de chromite jonchent les fonds de vallée des deux branches de la Sahabe, petit affluent de la rive gauche de la Ranolalina. Ces blocs ont un diamètre maximum de 50 cm et occupent une surface de quelques ares dans chacune des deux vallées.

Le gisement est probablement peu important mais il recèle la meilleure chromite de la région de Tamatave, chromite qui se rapproche par sa qualité de celle d'Andriamena (An. Y. 8 334, planche 18). Ces indices, distants de 25 km de la mine de Ranomena, en sont séparés par un massif forestier encore impénétré.

Indices de Sarongololona. — Ils correspondent à de petits blocs de chromite dans les hautes vallées de la Sarongololona, de la Ranolalina et de leurs affluents qui drainent un important massif basique (planche 6). La Sarongololona a également fourni des concentrés alluvionnaires riches en chromite.

Ces indices appartiennent à un massif forestier de pénétration difficile, éloigné de 35 km à vol d'oiseau de la piste carrossable la plus proche. La prospection directe souffre de la densité de la végétation ainsi que de l'épaisseur des argiles latéritiques, ce qui nous a empêché d'avoir une connaissance précise de l'importance de la minéralisation.

Mode de répartition des gisements minéralisés en chromite.

Lorsque nous avons présenté le mode de gisement des roches ultrabasiques au Nord-Ouest de Tamatave, nous avons montré que les massifs jalonnaient 6 alignements orientés EW, dont seuls les trois plus méridionaux contiennent une minéralisation chromifère. Par ailleurs, l'étude pétrographique a révélé que les roches des massifs non minéralisés en chromite ne différaient aucunement des massifs minéralisés. Il apparaît donc que le seul lien entre ceux-ci soit d'ordre tectonique, puisque c'est à l'existence en profondeur de cassures anciennes du socle que nous avons attribué l'origine des alignements. Ainsi, toute prospection future ayant pour but de rechercher une nouvelle extension de la minéralisation devrait tenir compte des remarques suivantes :

— Il y a fort peu de chances pour que l'on trouve des minéralisations dans les alignements de massifs situés au Nord de l'Ivoloina. Par contre, les massifs localisés en bordure et au Sud de cette rivière peuvent être minéralisés en chromite. La découverte des lentilles de chromite par les seules méthodes de recherche de surface dépendra aussi du niveau qu'a atteint l'érosion dans chaque massif.

— La zone où convergent les trois alignements minéralisés (dans la feuille Manakambahiny, à l'E des sources de la Sarongololona) devrait en principe être favorable à l'existence d'une minéralisation chromifère. Cette zone a l'inconvénient d'être d'un accès très difficile.

— Enfin, peut-être, est-il permis d'envisager une recherche fructueuse de la chromite sur toute la bande de terrains cristallophylliens qui s'étend suivant une direction N 70° W, entre la vallée de l'Ivoloina et la région chromifère d'Andriamena.

2) RÉGION DE MAROSERANANA.

La chromite n'a été trouvée en place que très disséminée dans une anthophyllite à talc et chlorite qui forme un petit amas au km 224 de la voie ferrée Tananarive-Côte est, près du tunnel Galliéni. Elle se présente sous forme d'octaèdres automorphes d'un demi millimètre d'arête et n'offre aucun intérêt économique.

Dans des concentrés alluviaux prélevés dans la Rihitra (entre Marovato et Tratrambe), dans un affluent de la Sahandranotra, la Tandrongazana (5 km au Sud-Ouest de Belanirana), dans la Rianila (entre les confluent de la Firambolo et de la Sahandrahotra), et enfin dans la Beanana, près de Manolomasina, la chromite est abondante. Les gisements primaires de ces chromites ne sont pas connus mais doivent correspondre à des massifs de roches vertes

identiques à ceux qui ont été cartographiés dans d'autres régions de la feuille Maroseranana. Avant d'entreprendre une prospection destinée à retrouver ces gisements, on ne perdra pas de vue, d'une part qu'ils se situent tous dans des zones accidentées et boisées, d'accès difficile, et d'autre part que tous les massifs de roches ultrabasiques connus dans cette région sont de petite dimension et ne peuvent contenir de grosses réserves de minerai.

B. — ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES CHROMITITES

1) CARACTÈRES MORPHOLOGIQUES.

Ce sont des roches massives, noires lorsqu'elles sont fraîches, couleur de rouille et recouvertes d'une patine brunâtre lorsqu'elles sont altérées. On y rencontre deux faciès :

— des chromitites à petits octaèdres de 3/10 à 5/10 de millimètre d'arête, maclés ou isolés. Ces octaèdres se détachent sur un fond vert pâle lorsque la roche est fraîche, ou ocre lorsqu'elle est altérée. Le type de ces chromitites est le minerai de chrome de Ranomena ;

— des chromitites orientées, à grain très fin, d'un noir brillant lorsqu'elles ne sont pas altérées, sans gangue apparente ni octaèdres automorphes de chromite. Ce faciès a pour type les chromitites d'Ankarabo mais il est exceptionnel.

2) ÉTUDE MICROGRAPHIQUE.

Elle confirme la différence des deux types que nous venons de décrire (planche 24, photos 1, 2 et 3) et nous permet de déterminer la nature de la gangue de ces chromitites.

a) *Le minerai de chrome de Ranomena.*

Il a pour gangue de l'enstatite qui forme de grandes plages identiques à celles des pyroxénolites, criblées de petits octaèdres automorphes de chromite. Cette observation est déterminante car elle nous permet de déduire que la *ségrégation primaire des chromitites est contemporaine de la cristallisation des pyroxénolites* et des harzburgites et ne doit rien au métamorphisme. L'enstatite de la gangue peut parfois être épigénisée par de la trémolite, du talc, de la serpentine, et des carbonates, c'est-à-dire par tous les minéraux de néoformation que nous avons rencontrés dans les pyroxénolites et les harzburgites.

b) *Le minerai de chrome d'Ankarabo.*

La gangue y apparaît en petits îlots sinueux au milieu de la chromite. Cette gangue est constituée de trémolite, d'anthophyllite et de talc. Il semble que les chromitites d'Ankarabo aient recristallisé sous l'effet du métamorphisme qui a pu provoquer une reconcentration partielle du chrome.

Tous les autres minerais sont intermédiaires entre ces deux types extrêmes : l'enstatite a presque toujours disparu (généralement au profit d'une chlorite qui peut être de la bastite) mais la recristallisation de la chromite n'a jamais atteint un stade aussi avancé que dans le minerai d'Ankarabo. Les minéraux constitutifs sont, par ordre de fréquence : chlorite, trémolite, anthophyllite, talc et serpentine, comme dans les roches ultrabasiques encaissantes.

3) ÉTUDE MINÉRALOGIQUE.

La valeur inférieure à 2 du rapport Cr/Fe de la majorité des chromites de Tamatave (planche 18) implique que d'autres spinelles entrent dans leur composition. P. GIRAUD (1958) a examiné ce problème et calculé la composition minéralogique des chromites de Ranomena à partir d'une moyenne de huit analyses de chromitites purifiées. Voici la formule à laquelle il aboutit :

Picrochromite	(MgO Cr ₂ O ₃)	16 %
Chromite	(FeO Cr ₂ O ₃)	43,1 %
Spinelle	(MgO Al ₂ O ₃)	31,4 %
Magnétite	(FeO Fe ₂ O ₃)	9,5 %

Autres caractéristiques de cette chromite :

$$\text{Cr/Fe} = 1,5 \quad \text{MgO/FeO} = 0,9 \quad \frac{\text{MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO}} = 0,5 \quad \frac{\text{Cr}}{\text{Cr} + \text{Al}} = 0,8$$

La valeur métallurgique d'une chromite est proportionnelle à sa teneur en picrochromite : en effet, la valeur du rapport Cr/Fe d'une véritable chromite (Cr₂O₃ FeO) est voisine de 2, donc inférieure à celle exigée habituellement par les métallurgistes (planche 18).

C. — CARACTÈRES CHIMIQUES DES CHROMITES

Les échantillons de chromitite dont nous disposons (échantillons pétrographiques ou échantillons moyens) ont d'abord subi un traitement mécanique destiné à séparer les spinelles chromifères de leur gangue, puis les teneurs en spinelle ont été calculées au Service Géologique de Tananarive par L. LAPLAINE. Le traitement débute par un broyage plus ou moins poussé suivant les échantillons, et par un tamisage où l'on sépare de deux à quatre portions granulométriques comprises entre « sur 20 » et « sous 100 » (classification américaine). Chaque portion passe ensuite à la table à secousse Wilfley où l'on récupère un riche, un mixte et un stérile. Afin d'apprécier la qualité du traitement, les mixtes et les stériles sont traités à la trieuse électromagnétique qui permet d'obtenir une portion magnétique et une portion non-magnétique. Dans ces portions pesées, les pourcentages de chromite ont été évalués sous la loupe binoculaire. Nous ne donnerons que la teneur globale de ces évaluations.

Les analyses chimiques (1) (tableaux XI et XII) ont souvent été effectuées sur la chromite raffinée issue du traitement décrit ci-dessus mais dans quelques cas, elles ont été faites à la fois sur le minerai brut et sur le minerai raffiné. (A nos analyses, nous avons joint à titre comparatif quelques analyses des chromitites d'Andriamena —160 km au N de Tananarive).

1) COMPARAISON DES ANALYSES.

Il ressort que les chromitites de la région de Tamatave sont riches en spinelle chromifère mais contiennent toujours moins de 50 % d'oxyde de chrome Cr₂O₃ (et parfois moins de 40 %) Le rapport Cr/Fe qui résume les caractéristiques principales de chaque chromite dépasse exceptionnellement 1,5. La teneur en silice reste généralement faible. Si nous examinons maintenant comment se répartissent les chromites en fonction de leur composition, nous remarquons que les deux chromites qui ont un rapport Cr/Fe supérieur à 1,5 se trouvent dans le même alignement de massifs ultrabasiques (2) : l'alignement méridional de Ranomena-Ranolalina. Ce fait souligne une fois encore le *lien qui existe entre la répartition des minéralisations chromifères et la tectonique cassante ancienne.*

(1) Pour un même échantillon, les résultats ne sont pas toujours concordants peut-être en raison de ce que les analyses n'ont pas toutes été faites sur même portion granulométrique. (Ainsi, toutes les analyses de P. ROSE contiennent des pourcentages de Cr₂O₃ systématiquement plus forts que ceux qui sont donnés par d'autres analystes).

(2) Localisation des échantillons de la planche 18 : Ankarabo = Y. 7 288 ; Ambalatenina = Y. 3 037', Y. 7 280, Y. 7 281 ; Anapisaka = Y. 7 279 ; Betampona = Y. 7 972 ; Marofatana = Y. 7 973 ; Androran-gavolo = Y. 7 152 ; Sarongololona = Y. 8 232 ; Ranolalina = Y. 8 334 ; Région d'Andriamena = 12, 13 et 14.

Tableau XI

ANALYSES DE CHROMITES

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	P.R.	U.	M.R.	R.	P.R.	U.	P.R.	U.	P.R.	U.	P.R.	U.	F.R.	F.R.	U.	U.	F.R.	F.R.	U.	U.
	rm	rm	r		r	r	rm	rm	rm	rm	rm	rm	rm	bm	rm	bm	rm	bm	rm	bm
% Spin.	86	86			77,5	77,5	70	70	76	76	68	68	78,5	78,5	78,5	78,5	79	79	79	79
Cr ₂ O ₃	50,0	46,0	46,3	41,8	50,3	44,8	52,7	45,1	48,6	43,5	41,5	43,7	42,2	38,4	43,4	38,2	42,2	39,9	43,8	40,9
FeO (1)	29,2	29,1	32,3	24,8	29,5	30,5	30,0	28,5	33,9	32,1	34,8	33,8	32,7	29,6	32,2	28,5	33,2	33,5	32,4	32,5
Fe ₂ O ₃			5,8										11,7	11,2			11,2	12,8		
FeO			27,0										22,3	19,6			23,2	22,0		
Al ₂ O ₃	10,8		15,2	16,2	7,3		3,4		6,1		13,6		13,4	15,7	14,1	15,0	15,7	16,8		
MgO	5,9		4,6	8,7	7,6		7,7		5,8		5,4		8,1	11,0	9,1	12,0	6,5	6,6		
CaO			0,3																	
SiO ₂	0,6	1,8	0,6	6,7	0,2	0,7	1,6	1,0	2,6	1,6	1,2	1,6	1,4	2,7	1,1	4,8	0,2	0,6	0,6	2,0
TiO ₂					0,7								0,5	0,6			0,8	0,6		
Cr/Fe	1,52	1,39	1,26	1,48	1,50	1,29	1,54	1,39	1,27	1,19	1,05	1,14	1,11	1,18	1,18	1,18	1,11	1,05	1,19	1,1

(1) Fer total exprimé en FeO.

r = minéral raffiné; b = minéral brut; m = échantillon moyen.

Analyses: P.R. = P. ROSE; M.R. = M. RAOULT; R. = ROBILARD; F.R. = F. RUF; U = Société Ugine.

Gisements: 1 à 4 = Ankarabo; 5 à 8 = Ambalatenina (Ouest); 9 et 10 = Ambalatenina (Est); 11 et 12 = Anapisaka; 13 à 16 = Betampona; 16 à 20 = Marofatana.

Tableau XII

ANALYSES DE CHROMITES

	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
	P.R.	U.	F.R.	F.R.	U.	U.	F.R.	F.R.	U.	U.	U.	U	U.	U.	U.	U.	U.	U.	U.
	r	r	rm	bm	rm	bm	rm	bm	rm	bm								r	b
% Spin.	68	68	63,7	63,7	63,7	63,7	85,4	85,4	85,4	85,4						63	61		
Cr ₂ O ₃	48,2	45,6	41,8	35,3	42,4	26,9	47,4	45,0	48,1	46,5	41,7	44,3	40,9	44,3	36,5	49,6	52,8	51,5	39,8
FeO (1)	29,3	29,9	27,7	26,2	26,9	24,6	23,0	22,2	21,4	21,0	22,3	23,0	28,3	23,5	17,2	22,6	17,5	23,0	18,0
Fe ₂ O ₃			14,4	14,9			4,3	3,4											
FeO			14,8	12,8			19,2	19,2											
Al ₂ O ₃	10,2		17,7	28,3			16,2	18,6											
MgO	7,5		8,6	6,5			10,7	11,2											
CaO																			
SiO ₂	0,7	0,7	0,4	3,3	0,4	1,1	0,8	1,5	1,1	2,2	5,9	2,9	2,6	2,5	17,2	1,7	2,3	0,7	12,1
TiO ₂	0,5		0,6	1,5			0,4	0,6											
Cr/Fe.	1,45	1,34	1,30	1,2	1,38	1,31	1,80	1,70	1,97	1,95	1,63	1,70	1,28	1,65	1,87	1,93	2,65	1,97	1,95

(1) Fer total exprimé en FeO.

r = minerai raffiné; b = minerai brut; m = échantillon moyen.

Analyses: P.R. = P. ROSE; F.R. = F. RUF; U = Société Ugine.

Gisements: 21 et 22 = Androrangavolo; 23 à 26 = Sarongololona; 27 à 30 = Ranolaina; 31 à 34 = Ranomena; 35 à 39 = Région d'Andriamena.

2) VALEUR ÉCONOMIQUE DES CHROMITITES DE LA RÉGION DE TAMATAVE.

Afin de donner une idée de l'intérêt économique de ces chromites, nous énoncerons de façon succincte les normes généralement admises pour définir la qualité des minerais de chrome :

Chromites métallurgiques. — Leur qualité est d'autant plus appréciée que la valeur du rapport Cr/Fe est élevée. Ainsi, une bonne chromite métallurgique devra avoir un ratio au moins égal à 3. Toutefois, les progrès de la métallurgie permettent d'utiliser comme minerai d'appoint les chromites d'Andriamena (Cr/Fe moyen = 2) et la chromite de Ranomena (Cr/Fe moyen = 1,5). La chromite de Ranolalina qui a également un rapport Cr/Fe voisin de 2 pourrait avoir une utilisation métallurgique si elle n'était pas desservie par sa position géographique et par le fait que les réserves sont probablement faibles. Les autres caractéristiques des chromites métallurgiques consistent en une teneur en Cr_2O_3 supérieure à 48 % et en une teneur en silice inférieure à 5 %.

Chromites à usage chimique. — La teneur en Cr_2O_3 doit être supérieure à 50 %, la valeur du rapport Cr/Fe ayant moins d'importance. Une teneur égale ou supérieure à 50 % n'est jamais atteinte dans les chromites de la région de Tamatave (excepté dans les analyses n° 1, 5 et 7 du tableau XI).

Chromites à usage réfractaire. — Ce sont les chromites trop riches en fer qui n'entrent pas dans les deux catégories précédentes. A cette catégorie appartiennent presque toutes les chromites de la région de Tamatave.

D. — CONCLUSION A L'ÉTUDE DE LA MINÉRALISATION CHROMIFÈRE

Seule la région située au Nord-Ouest de Tamatave est connue pour avoir une importante minéralisation chromifère. Parmi les six alignements que nous avons décrits dans cette région, seuls les trois plus méridionaux contiennent des massifs minéralisés en chromite. Il semble donc que l'on puisse établir *un rapport entre la minéralisation et la tectonique cassante ancienne*. Cette relation est soulignée par le fait que les chromites dont le rapport Cr/Fe est le plus élevé se trouvent dans les massifs d'un même alignement : celui de Ranomena-Ranolalina.

A l'intérieur des massifs ultrabasiques, les chromitites se présentent en petites lentilles égrenées en chapelet conformément à la schistosité générale des gneiss encaissants, bien que dans les massifs les moins transformés subsistent des alignements discordants par rapport à cette schistosité (Ranomena). Par ailleurs, l'étude micrographique révèle que *la ségrégation des chromites est contemporaine de la formation des roches ultrabasiques*.

Ces différentes observations nous amènent à conclure que les ségrégations de chromitite préexistantes au métamorphisme ont été mécaniquement étirées par lui et parfois reconcentrées à la suite d'une recristallisation totale (Ankarabo).

L'étude chimique a montré que, sauf d'heureuses exceptions, les chromites de Tamatave étaient trop pauvres en oxyde de chrome et trop riches en fer pour présenter un intérêt économique, compte tenu des exigences actuelles de la métallurgie.

CHAPITRE IX

CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES ET GÉOCHRONOLOGIE

DANS ce dernier chapitre, nous établirons un parallèle entre la série de la Rianila et la série d'Andriamena inventée par P. GIRAUD (1958) pour les roches basiques et ultrabasiques anciennes qui affleurent à 160 km au Nord de Tananarive et que nous avons maintes fois évoquées au cours de cet ouvrage.

Par ailleurs, l'étude détaillée des feuilles Maroseranana, Foulpointe et Antanamalaza nous a naturellement entraîné à intégrer dans un contexte géologique plus vaste ces divers fragments du socle malgache. Dans ce but, nous avons effectué un certain nombre de coupes et de petits itinéraires qui nous ont permis de lier nos propres levés à ceux au 1/100 000 de L. DELBOS (1959), M. RANTOANINA (1958-59) ou à ceux plus anciens au 1/200 000 de P. BRENON (1949), L. LAPLAINE (1949) et R. LAUTEL (1950). Nous présentons donc une cartographie généralisée de la région de Tamatave (planche 7) puis une série de coupes qui mettent en évidence les rapports des différents groupes (planche 8).

Enfin, quelques nouvelles mesures d'âge aideront à préciser la chronologie des principaux événements géologiques.

A. — PARALLÈLE ENTRE LA SÉRIE DE LA RIANILA ET LA SÉRIE D'ANDRIAMENA

La série d'Andriamena a été définie par P. GIRAUD en 1958, à 160 km au Nord de Tananarive, dans la partie centrale de Madagascar qui dépend administrativement du district de Tsaratanana :

« La série d'Andriamena dérive d'un vaste complexe éruptif basique qui s'est mis en place... dans un ensemble de formations paramétamorphiques appartenant aux Systèmes du Graphite et du Vohibory. Après leur mise en place, les filons, les sills, les massifs de diorites, de gabbros, de norites ou de pyroxénolites ont été englobés dans un métamorphisme général... Ces différentes masses basiques ont été alors étirées et fracturées en une multitude de frag-

ments de taille variable... Au microscope, on observe la fracturation, la torsion... des plagioclases. Les transformations chimiques les plus importantes ont été... l'ouralitisation... et la recristallisation des plagioclases... Les vieilles roches éruptives basiques ont été ainsi transformées en pyroxénites, amphibolites... Des phénomènes métasomatiques ont accompagné localement ce métamorphisme topochimique. Le plus évident est celui responsable de la formation des schistes savonneux : trémolites... chloritoschistes, talcschistes... (qui forment des lentilles alignées fréquemment suivant des directions recoupantes par rapport à la foliation d'ensemble des roches encaissantes, ces directions correspondant à des fractures...). Ces roches dérivent de pyroxénolites... par une altération hydrothermale... La minéralisation chromifère de la série d'Andriamena... forme des amas d'allure stratifiée... dans des chloritoschistes ou des talcschistes... ».

Cette description rapide de la série d'Andriamena nous permet de relever les analogies suivantes avec la série de la Rianila :

— Les deux séries dérivent de roches *éruptives* basiques et ultrabasiques qui contiennent des *minéralisations chromitères*.

— Dans les deux séries, les massifs ultrabasiques forment des alignements qui peuvent être recoupants par rapport à la foliation d'ensemble des gneiss encaissants. L'origine de ces alignements doit être cherchée dans des cassures anciennes et profondes du socle malgache.

— Les deux séries ont été englobées postérieurement à leur mise en place dans un cycle métamorphique dont l'intensité va de la zone des gneiss inférieurs à la zone des gneiss supérieurs (selon la zonéographie de J. JUNG et M. ROQUES). Les roches basiques ont été écrasées, déformées mécaniquement et ont recristallisé en orthopyroxénites et orthoamphibolites. Les massifs ultrabasiques, également laminés, ont subi une altération hydrothermale qui conduit à des amphibolites chloriteuses et à des soapstones.

— Enfin, ces deux séries sont interstratifiées dans les formations paragneissiques des Systèmes du Graphite et du Vohibory vis-à-vis desquelles elles sont *indépendantes*.

Ainsi, les séries d'Andriamena et de la Rianila ont la même origine éruptive et contiennent des roches identiques, elles occupent la même place dans la stratigraphie malgache, à la limite des Systèmes du Graphite et du Vohibory. elles ont été laminées et modifiées par des métamorphismes d'intensité égale et toutes les deux renferment une minéralisation chromifère. Si de plus on considère (comme nous l'avons fait remarquer au chapitre III) que les roches ultrabasiques minéralisées en chromite et appartenant aux deux séries sont peut-être alignées sur une même fracture ancienne, il devient tentant d'affirmer qu'elles dépendent d'un même cycle éruptif et qu'elles sont *contemporaines*.

Or, P. GIRAUD a pu dater la limite d'âge supérieure de la série d'Andriamena que recourent des filons de galène sur lesquels trois mesures ont donné :

1750	±	70 MA
1850	±	50 MA
1890	±	50 MA

Il en conclut que la mise en place du complexe intrusif s'est faite après un premier métamorphisme des schistes cristallins encaissants (daté à 2 600 M.A.) et avant 1 850 M.A. Quant au métamorphisme qui a affecté la série d'Andriamena, P. GIRAUD pense qu'il aurait juste précédé la mise en place des filons de galène et qu'on peut le dater à 1 850 M.A.

Nous adopterons la même chronologie pour la série de la Rianila.

B. — CARTOGRAPHIE GÉNÉRALISÉE DE LA RÉGION DE TAMATAVE

Avant d'étudier quelques coupes, nous commenterons succinctement la cartographie généralisée de la région de Tamatave qui figure à la planche 7 :

— La série de la Rianila comprend les massifs basiques et les sills gabbroïques anciens de la feuille Maroseranana ainsi que les massifs et les sills plus ou moins importants que nous

lui avons rattachés dans les feuilles Ranomafana et Manakambahiny. Toutes ces roches ont une densité d'affleurement particulièrement grande à la limite des groupes de Beforona et du Manampotsy, du N au S de la carte. Dans la série de la Rianila s'intègrent encore les nombreux petits massifs ultrabasiques, le plus souvent alignés, qui affleurent principalement dans les feuilles Antanamalaza et Foulpointe mais aussi sur la totalité de la carte, excepté dans la zone Sud-Est. (Rappelons que c'est parce que les roches basiques et ultra-basiques sont interstratifiées dans trois unités différentes du socle malgache que nous avons été amené à créer pour elle une nouvelle série).

— Le groupe de Beforona occupe la presque totalité de la partie occidentale de la carte: vers le S, il est limité par une fermeture synclinale qui ramène le groupe du Manampotsy en position anticlinale (M. RANTOANINA); vers le Nord, nous admettons, à la suite de H. BESAIRIE (1960) qu'il s'étend au-delà du cours de l'Onibe. En nous basant sur la carte de R. LAUTEL (1951) et sur les photographies aériennes, nous avons dessiné la limite entre le groupe de Beforona et celui du Manampotsy depuis le cours de la Vohitra jusqu'à la région forestière comprise entre l'Ivondro et l'Onibe. Celle-ci manque de lever précis et la photogéologie y devient incertaine. Aussi avons-nous laissé cette zone en blanc, en nous contentant d'amorcer au Sud de l'Onibe une fermeture synclinale sur les formations amphibolopyroxéniques cartographiées par P. BRENON en 1949. A partir du cours de l'Onibe, le groupe de Beforona est en contact avec les migmatites granitoïdes de Brickaville et les photos aériennes mettent de nouveau la limite en évidence.

— La série d'Ambodiriana affleure dans le Nord de la carte, limitée au Sud et à l'Ouest par les gneiss du groupe du Manampotsy et les migmatites granitoïdes de Brickaville. Son aire d'extension correspond à une zone où s'infléchissent fortement vers l'Ouest les directions tectoniques qui sont subméridiennes dans le reste de la carte.

— Les migmatites granitoïdes de Brickaville dessinent dans le groupe du Manampotsy une bande subméridienne large de 15 km en moyenne qui, en s'infléchissant vers l'Ouest, traverse toute la carte. (Leur texture devient plus finement litée vers le N). Du N au S, elles contiennent des enclaves gneissiques graphiteuses du groupe du Manampotsy.

— Les gneiss graphiteux et migmatitiques du groupe du Manampotsy se répartissent inégalement de part et d'autre des migmatites granitoïdes de Brickaville: à l'Ouest, ils affleurent sur une largeur de quelques kilomètres seulement tandis qu'à l'E, ils prennent un grand développement au Sud de Tamatave, en même temps qu'ils subissent une forte inflexion vers l'Ouest pour aller ensuite se coïncider entre la série d'Ambodiriana et les migmatites granitoïdes de Brickaville (à hauteur des vallées de l'Ivondro et de l'Onibe).

C. — ÉTUDE DE QUELQUES COUPES

Les coupes commentées dans ce paragraphe figurent sur la planche 8.

a) *Coupe de l'Onibe.*

Elle ramène à une ligne idéale le cours E-W de l'Onibe, depuis son embouchure, au Nord-Ouest de Foulpointe, jusqu'à Manakambahiny-Est (feuilles Foulpointe, Antanamalaza, Manakambahiny). Nous avons nous-même effectué le lever de la coupe jusqu'à la limite ouest de la feuille Antanamalaza, en laissant à nos adjoints R. GUICHARD et M. RAHOLIMANGA le soin de la compléter dans la feuille Manakambahiny où nous avons utilisé, en outre, les levés de R. LAUTEL (1950) et ceux inédits que P. BRENON a bien voulu nous communiquer.

Dans le cours inférieur de l'Onibe, la coupe traverse obliquement les formations de la série d'Ambodiriana, ce qui a pour effet d'évaser les plis. Dans la région de la falaise, les couches s'infléchissent vers le Nord et le dessin des anticlinaux et des synclinaux se resserre. Au delà de la falaise, les couches plongent régulièrement vers l'Ouest mais le passage aux

migmatites granitoïdes de Brickaville se fait avec un pendage de 70°, sur le flanc normal d'une ride anticlinale mineure déversée vers l'Est. Les migmatites granitoïdes de Brickaville se trouvent en position synclinale et passent en verticalité à une mince bande de gneiss graphiteux du Manampotsy qui forment un petit anticlinal très pincé. Viennent enfin les gneiss de Beforona qui occupent un synclinorium. La série de la Rianila est représentée par de petits sills gabbroïques interstratifiés dans les gneiss de Beforona. Nous obtenons la succession géométrique suivante :

Groupe de Beforona.
Gneiss du groupe du Manampotsy.
Migmatites granitoïdes de Brickaville.
Série d'Ambodiriana.

b) *Coupe Nord-Sud de la Saranindona à la Fasandiana.*

Cette coupe, tracée suivant X = 691, Y = 882 et X = 941, Y = 707 (feuilles Foulpointe et Tamatave) est une ligne idéale perpendiculaire aux plis qui affectent la série d'Ambodiriana. Au Nord, la coupe débute, dans la série d'Ambodiriana, par des plis pincés légèrement asymétriques qui se régularisent entre l'Onibe et l'Ivoloina (anticlinal de Foulpointe). Au Sud de l'Ivoloina, les plis se resserrent à nouveau puis apparaît le flanc inverse d'un anticlinorium dont le flanc normal plonge doucement vers le Sud. Une petite ride synclinale dans le flanc normal supporte un lambeau de gneiss du groupe du Manampotsy — à hauteur de la mine de chrome de Ranomena. Enfin, encore plus au Sud, la série d'Ambodiriana est recouverte en concordance par le groupe du Manampotsy tandis que les pendages plongent toujours vers l'Ouest. Cette coupe présente la succession géométrique suivante :

Groupe du Manampotsy.
Série d'Ambodiriana.

(La série de la Rianila est représentée par de petits massifs ultrabasiques interstratifiés dans la série d'Ambodiriana).

c) *Coupe Est-Ouest suivant X = 831,5.*

Elle traverse la feuille Maroseranana perpendiculairement aux plis subméridiens des groupes de Beforona et du Manampotsy. D'Est en Ouest, on observe : les migmatites granitoïdes du Zanaharibe qui se placent sous le groupe de Beforona plissé en un synclinal et en un anticlinal déversés vers l'Ouest. Le flanc normal de l'anticlinal déversé est augmenté du volume du massif gabbroïque de l'Andriantantely qu'accompagnent de petits massifs ultrabasiques (série de la Rianila). Plus à l'E, succède un synclinorium sous lequel le groupe du Manampotsy occupe une position anticlinale. Cette coupe montre la succession stratigraphique suivante :

Groupe de Beforona.
Groupe du Manampotsy.

d) *Coupe de la route de Tamatave.*

Nous avons suivi cette coupe sur toute sa longueur, à travers les feuilles Tamatave, Ambodilazana, Anivorano sud, Brickaville et Ranomafana. Nous avons ensuite projeté le tracé de la route sur une ligne brisée, subméridienne de Tamatave à Brickaville, E-W de Brickaville à Beforona. La coupe débute au Sud de Tamatave par des migmatites subhorizontales de la série d'Ambodiriana qui s'envoient rapidement vers le Sud, sous les gneiss migmatitiques et graphiteux du groupe du Manampotsy. Au Sud de la Fanandrana et jusqu'à Brickaville, l'épaisseur du groupe du Manampotsy est exagérée car nous avons conservé les valeurs réelles des pendages alors que le tracé de la route fait un angle faible avec les directions de plissement. Les gneiss graphiteux s'envoient sous les migmatites granitoïdes de Brickaville au Sud d'Ambinanimasy. A l'Ouest de Brickaville, les alluvions de la Rianila masquent les migmatites granitoïdes qui plongent doucement vers l'Ouest. Les plissements

s'intensifient à l'approche de Ranomafana tandis que les migmatites granitoïdes s'effilochent dans les gneiss. A Ranomafana même, la coupe passe à l'aplomb de la fermeture d'une grande voûte anticlinale qui, au Sud, étale les migmatites granitoïdes de Brickaville. Au delà de Ranomafana, apparaissent les gneiss à amphibole du groupe de Beforona, en position synclinale. (Notons que le déversement des plis — qui se faisait vers l'Ouest dans la feuille Maroseranana — s'opère ici vers l'Est). Cette coupe donne la succession suivante :

Groupe de Beforona.
Gneiss du groupe du Manampotsy.
Migmatites granitoïdes de Brickaville.
Gneiss du groupe du Manampotsy.
Série d'Ambodiriana.

1) SUCCESSIONS STRATIGRAPHIQUES.

Ces quatre coupes montrent :

— Les relations qui peuvent exister entre la série de la Rianila et les formations paragneissiques qui lui servent de cadre géologique.

— La position synclinale du groupe de Beforona sur le groupe du Manampotsy, position qui avait déjà été mise en évidence par L. LAPLAINE (1957).

— Le gisement en lames des migmatites granitoïdes de Brickaville, interstratifiées soit dans le groupe du Manampotsy, soit entre ce groupe et celui de Beforona ou la série d'Ambodiriana.

— *La position géométrique de la série d'Ambodiriana sous le groupe du Manampotsy.* Cette position pose un problème stratigraphique que nous allons étudier maintenant.

2) POSITION STRATIGRAPHIQUE DE LA SÉRIE D'AMBODIRIANA.

Avant d'aborder le problème de la position stratigraphique de la série d'Ambodiriana, nous rappellerons quels sont les grands ensembles du socle cristallin malgache (H. BESAIRIE, 1960) :

Série des Schistes et Quartzites.
————— Discordance —————
Série des Cipolins et Schistes.
— — — Discordance —————
Système paragneissique du Vohibory avec orthoamphibolites.
Système paragneissique du Graphite.
Système paragneissique Androyen.

Voici maintenant les équivalences faites par H. BESAIRIE concernant les groupes que nous venons d'étudier :

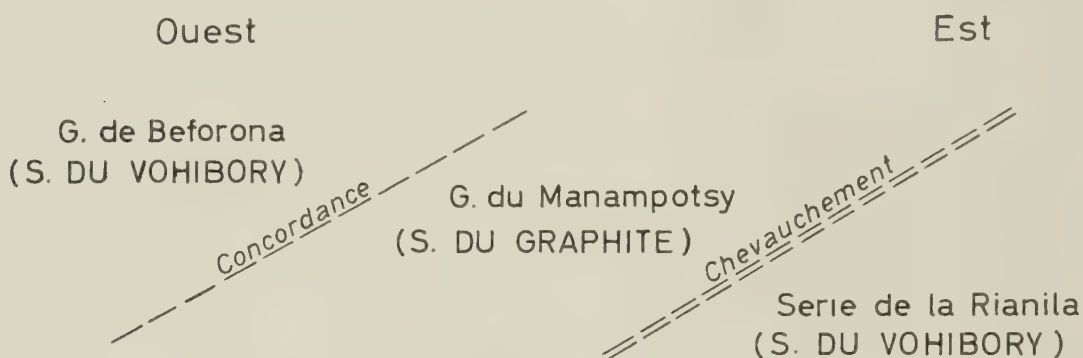
Système du Vohibory :
Groupe de Beforona.
Série d'Ambodiriana.
Système du Graphite :
Groupe du Manampotsy.

Première hypothèse : à la suite de H. BESAIRIE, admettons que la série d'Ambodiriana et le groupe de Beforona reposent *stratigraphiquement* sur le groupe du Manampotsy. Pour satisfaire en même temps à la succession géométrique que nous avons mise en évidence et à cette succession stratigraphique, il faut supposer que le groupe du Manampotsy, en position anticlinale, ait été fortement déversé sur la série d'Ambodiriana à l'Ouest de Tamatave. Le fait que la série d'Ambodiriana ait une composition géochimique un peu différente de celle du groupe de Beforona ne constitue pas une objection majeure étant donné l'éloignement de

ces deux formations. D'ailleurs, la fréquence des amphibolites ou des amphibolopyroxénites dans l'une et dans l'autre apporte un lien de parenté indéniable. Cette succession stratigraphique, en parfait accord avec les nouvelles mesures d'âge absolu, implique donc un chevauchement du groupe du Manampotsy et des migmatites de Brickaville sur la série d'Ambodiriana. Si, sur les coupes de la planche 8, on ajoute un contact anormal, l'hypothèse devient parfaitement plausible et se trouve renforcée par les observations suivantes : le lambeau de groupe du Manampotsy situé près de Ranomena peut avoir la valeur d'un klippe et la position actuelle des chromitites de Ranomena au toit du laccolithe peut témoigner d'un « retournement » de celui-ci (l'absence de mylonite s'explique facilement par leur oblitération au cours des migmatisations qui ont suivi cette orogénèse).

Deuxième hypothèse : successions stratigraphique et géométrique concordent, ce qui revient à placer la série d'Ambodiriana sous le groupe du Manampotsy (Système du Graphite) et à en faire un équivalent du Système Androyen ou de tout autre nouvelle formation s'intercalant entre les Systèmes du Graphite et Androyen. Bien que l'on puisse envisager que les formations de la série d'Ambodiriana représentent un équivalent rétro-morphosé des termes métamorphiques profonds du Sud de Madagascar, il n'y a aucune preuve solide qui permette de s'arrêter à cette solution.

En conclusion, nous nous en tiendrons à l'hypothèse de H. BESAIRIE et nous admettons que le groupe du Manampotsy chevauche la série d'Ambodiriana qui, comme le groupe de Beforona, appartient au Système du Vohibory. Et voici la stratigraphie que nous proposons pour la région de Tamatave :



D. — GÉOCHRONOLOGIE

On doit à H. BESAIRIE un nombre important de mesures d'âge du socle cristallophyllien malgache. Cependant dans la région de Tamatave, on ne disposait jusqu'à présent que d'une mesure effectuée sur une migmatite granitoïde de Brickaville et obtenue par la méthode Pb/ α : elle donnait 560 M.A. (M. ROQUES, Clermont-Ferrand). Nous proposons maintenant une série de mesures nouvelles effectuées sous la direction de M. ROQUES par Y. VIALETTE et M. BONHOMME sur trois échantillons de la région de Tamatave (méthodes Pb/ α et Rb/Sr). La biotite et le zircon de ces échantillons ont été extraits et purifiés au Service Géologique de Tananarive : les zircons traités présentaient quelques inclusions de nature inconnue qui n'ont pu être éliminées et il est à remarquer que les âges donnés par les zircons à inclusions sont généralement supérieurs à ceux donnés par les mêmes zircons après purification. La chloritisation légère des biotites (échantillons Y. 8 356 et Y. 7 563, de même que leurs faibles teneurs en rubidium (Y. 8 356) sont également préjudiciables à la précision des mesures. Les âges obtenus sont donc sujets à caution, les voici dans le tableau ci-dessous, exprimés en millions d'années :

N°	Localisation	Détermination	Biotite Rb/Sr	Zircon Pb/ α
GROUPE DE BEFORONA				
Y. 8 356	PK. 186,2 Route Tananarive- Tamatave près de Beforona	Migmatite à amphibole et biotite	387 ± 21 M.A.	2 712 M.A.
SÉRIE D'AMBODIRIANA				
Y. 7 563	X = 932,5 Y = 725,6 Près de Foulpointe	Gneiss à biotite à plagioclase rare saussuritisé	485 ± 19 M.A.	2 749 M.A.
Y. 8 300	Bed-rock de l'Ivoloina, à Fotsimavo	Migmatite à biotite	417 ± 17 M.A.	3 204 M.A.

Si l'on interprète ces résultats, l'âge du zircon daterait la formation de la roche, l'âge de la biotite, celle de ce minéral, c'est-à-dire l'âge du dernier métamorphisme ou de la dernière migmatisation. Comme âge donné par les zircons, on doit retenir 2 750 M.A. (3 204 M.A. est un âge aberrant) pour les gneiss et les migmatites. Compte tenu des inclusions des zircons, cet âge peut sans inconvénient être comparé à celui de 2 600 M.A. (monazite d'Antsirabe $2\,420 \pm 100$ M.A.) retenu pour dater la limite inférieure du Système du Graphite (H. BESAIKIE, 1956). Le zircon des migmatites granitoïdes de Brickaville donne un âge (560 M.A.) qui appartient sans conteste au cycle orogénique accompagné de granitisation (450 à 550 M.A.) général à Madagascar. (Dans la nouvelle échelle chronologique de HOLMES (1950), 500 M.A. correspond à la limite cambro-ordovicienne). Puisque nous avons admis que les zircons dataient l'âge de la roche, on peut considérer que la mise en place des migmatites granitoïdes de Brickaville (qui sont, rappelons-le, à rattacher aux granites syncinématiques de E. RAGUIN) s'est opérée à une époque cambro-ordovicienne.

Des âges donnés par les biotites, celui de 485 M.A. se rattache incontestablement au cycle daté de 500 M.A. Les deux autres mesures (400 M.A.) ont une position aberrante par rapport aux âges de l'ensemble des schistes cristallins malgaches. Etant donné l'incertitude relative de ces mesures, doit-on les rattacher au cycle de 500 M.A. ou admettre au contraire que le début du Dévonien correspond à Madagascar à des migmatisations tardives ? Nous nous contenterons de soulever ce problème que de nouvelles mesures sur les biotites ne manqueront pas de trancher.

Mentionnons enfin que par analogie avec la série d'Andriamena, nous avons été conduit à dater à un âge variant entre 2 600 et 1 850 M.A. la mise en place du complexe éruptif basique de la série de la Rianila et à admettre un cycle orogénique et un métamorphisme de 1 850 M.A. environ pour l'ensemble des schistes cristallins de la région de Tamatave. Ce métamorphisme aurait été plus ou moins effacé, ainsi que celui de l'orogénèse de 2 600 M.A., par le métamorphisme et les migmatisations cambriennes.

En conclusion, nous proposons à titre provisoire, dans l'espoir que de nouvelles mesures d'âge viendront la préciser, une géochronologie intéressant la région de Tamatave (tableau XIII),

Tableau XIII

AGES DE LA SÉRIE DE LA RIANILA ET DE SON CADRE GÉOLOGIQUE

M.A.

400 ? { Biotite de Beforona
Biotite de Fotsimavo

Migmatisations du groupe de Beforona et de la série d'Ambodiriana.

500 Biotite de Foulpointe

Rétromorphisme de la série d'Ambodiriana

550 Zircon de Brickaville

Mise en place des migmatites granitoïdes de Brickaville

{ Métamorphisme
Granitisation
Orogenèse

1 850 { Galène de Besakay
Galène d'Ankitsika
Galène d'Ambatomitsangana

Orogenèse — Métamorphisme de la série d'Andriamena.

(Par analogie, métamorphisme de la série de la Rianila et de son cadre géologique ?)

Mise en place du complexe intrusif basique de la série d'Andriamena et, par analogie, mise en place du complexe intrusif basique de la série de la Rianila.

2 600 { Monazite d'Antsirabe
Zircon de Beforona
Zircon de Fotsimavo

Métamorphisme et orogenèse

{ Système du Vohibory
(groupe de Beforona et série
d'Ambodiriana).
Système du Graphite
(groupe du Manampotsy)

Sédimentation marno-calcaire.
Sédimentation silico-alumineuse.

CONCLUSION GÉNÉRALE

La série de la Rianila a été définie dans la région de Maroseranana (traversée par le fleuve Rianila) et se développe avec plus ou moins d'importance dans toute la région de Tamatave, entre les latitudes de Foulpointe et de Vatomandry. Elle représente un ensemble de roches éruptives basiques et ultrabasiques anciennes dont la mise en place s'est effectuée à une époque reculée (entre 2 600 et 1 850 M.A.) dans les formations des Systèmes du Graphite et du Vohibory. Roches basiques et ultrabasiques ont été modifiées par déformations mécaniques et par recristallisations partielles ou totales au cours de métamorphismes régionaux ultérieurs dont le dernier en date appartient au cycle de 450 à 550 MA. Elles apparaissent aujourd'hui interstratifiées dans un contexte géologique para-gneissique qui comprend le groupe de Beforona, la série d'Ambodiriana (Système du Vohibory) et le groupe du Manampotsy (Système du Graphite), ces deux dernières unités étant en contact anormal.

Les roches basiques dérivent de norites et de gabbros noritiques à olivine et forment des sills, des massifs interstratifiés de taille variable et un grand phacolithe (Andriantantely) qui se répartissent à la limite des groupes de Beforona et du Manampotsy. Leur mode de gisement actuel résulte d'écrasements et de laminages qui les ont orientées conformément à la foliation d'ensemble des schistes cristallins encaissants. Le microscope y révèle des structures cataclastiques, en mortier, mylonitiques, où les minéraux primitifs ont été déformés, fracturés et morcelés. La recristallisation progressive de ces minéraux primitifs efface peu à peu les structures initiales des roches éruptives primitives (parfois doléritiques) et aboutit à la formation d'orthopyroxénites et d'orthoamphibolites à grenats au sein desquelles se développe, aux dépens des plagioclases et des pyroxènes, la hornblende de néoformation. Ces rajustements minéralogiques donnent des paragenèses qui indiquent que les roches basiques ont subi la même intensité métamorphique (zones des gneiss supérieurs ou des gneiss inférieurs de J. JUNG et M. ROQUES) que les gneiss qui les encadrent. Un autre mode de transformation de ces gabbros noritiques a pour aboutissement des *charnockites* qui se caractérisent par l'apparition de quartz, la recristallisation du labrador en plagioclases plus acides et le développement de la biotite. Le bilan chimique de ces transformations montre que le passage aux orthoamphibolites ne s'accompagne pas de variations importantes des pourcentages des éléments constitutifs de la roche primitive, si ce n'est une augmentation sensible des teneurs en fer et en titane. « La charnockitisation » s'accompagne par contre d'échanges notables qui se traduisent par un départ de calcium, de fer et de magnésium, compensé par un apport en silicium, en sodium et en potassium (ce processus de charnockitisation peut se faire dans des conditions de température et de pression plus basses que celles du faciès granulite).

Les roches ultrabasiques qui, à l'origine, étaient des enstatites, des saxonites et des harzburgites, forment de petits massifs alignés suivant des zones de dislocation anciennes souvent conformes à la schistosité actuelle du socle. Ces petits massifs ont été repris dans le méta-

morphisme régional qui a eu pour effet de les laminier, de les fractionner si bien que leur mode de gisement actuel révèle des empilements de petites lentilles étroitement interstratifiées dans les schistes cristallins. L'observation sur le terrain aussi bien que l'étude micrographique montre, sous l'influence d'un métamorphisme hydrothermal, la transformation progressive des roches ultrabasiques primitives en anthophyllites, en gédritites, en trémolites, en hornblendites, en soapstones ou en serpentines. Toutes ces modifications provoquent d'importants échanges chimiques que nous avons pu mettre en évidence grâce à un mode de calcul dérivé de ceux de B. BRAJNIKOV et de T.W. BARTH et où l'on suppose constant le volume des roches au cours du processus métasomatique. Ainsi apparaît le rôle essentiel joué par l'eau dans le métamorphisme hydrothermal dont H.S. YODER a montré qu'il pouvait normalement aboutir à des associations minérales du type « faciès schiste vert », même dans les zones de haute intensité métamorphique. Cependant, pour que l'eau ait un rôle prépondérant, il faut qu'elle soit en excès dans la roche, ce qui nécessite, selon l'expression de P. ESKOLA, « une plus grande perméabilité ». Cette condition essentielle paraît être réalisée dans les roches ultrabasiques éruptives qui semblent retenir d'autant plus d'eau qu'elles sont plus riches en olivine. *On peut donc supposer que le caractère spécifiquement hydrothermal du métamorphisme des roches ultrabasiques est dû à leur grande porosité.* Outre le rôle de l'eau, nous avons pu montrer que la transformation de ces roches s'accompagnait d'un départ massif de magnésium, compensé par un apport en calcium ou en aluminium fourni en quantités plus ou moins importantes suivant les « stocks disponibles » de ces éléments dans les roches encaissantes. Le bilan de ces migrations se traduit par une baisse sensible de la concentration atomique des roches primitives. Enfin, un exemple de transformation endomorphique d'une harzburgite en wehrlite montre des échanges de cations de même nature que ceux qui ont lieu au cours du métamorphisme régional : expulsion de magnésium, apport de calcium et d'aluminium.

Les roches ultrabasiques de la série de Rianila contiennent, dans la *région de Tamatave, une minéralisation chromifère* qui s'est concentrée sous forme d'amas dont la ségrégation paraît contemporaine de la mise en place des roches éruptives. Ces amas ont, comme les roches ultrabasiques qui les contiennent, été laminés, étirés et fractionnés au cours du métamorphisme régional et ont subi exceptionnellement une reconcentration consécutive à une recristallisation des spinelles.

Les chromites de la région de Tamatave, trop riches en fer, ne peuvent qu'exceptionnellement être utilisées comme chromites métallurgiques. Toutefois, si les progrès de la métallurgie du chrome permettaient un jour d'envisager leur exploitation, nous préconisons pour toute prospection nouvelle, de tenir compte de la localisation préférentielle des massifs minéralisés en chromite suivant certains alignements privilégiés.

Pour terminer cette étude, nous avons mis en relief le parallèle frappant qui existe entre la série basique de la Rianila et la série basique d'Andriamena, d'origine également éruptive, décrite par P. GIRAUD. Ces deux séries sont interstratifiées dans les formations paragneissiques du Système du Vohibory et du Système du Graphite. Leurs similitudes pétrographiques et géochimiques nous ont conduit à émettre l'hypothèse de leur contemporanéité ; toutes deux représentent des ensembles éruptifs indépendants des autres subdivisions du socle malgache.

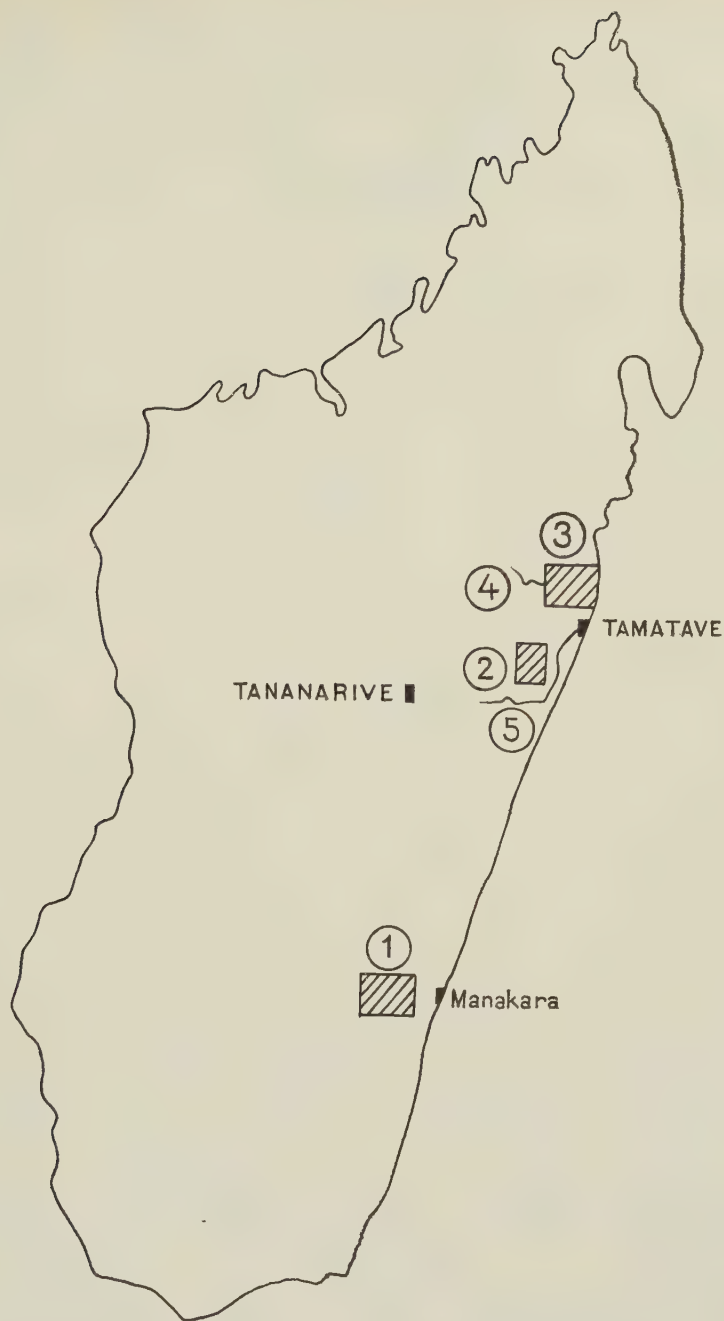
BIBLIOGRAPHIE

- AUROUZE J. (1952). — Etude géologique des feuilles Vavatenina et Fénérive. *Territ. Madagascar. Trav. Bur. Géol.*, n° 30.
- BARTH T.F.W. (1948). — The distribution of oxygen in the lithosphere — Oxygen in rocks : a basis for petrographic calculations. *J. Géol., U.S.A.*, 56, pp. 50-60.
- BARTH T.F.W. (1949). — The use of oxygen as a reference substance in petrographic calculations : a supplement and a reply. *J. geol., U.S.A.*, 57.
- BÉHIER J. (1954). — Etude des minéralisations des plages de Madagascar. *Territ. Madagascar. Trav. Bur. Géol.*, n° 55, 76 p.
- BESAIRIE H. (1952). — Carte géologique de Madagascar au 1/500 000. *Madagascar, Serv. Géol.*
- BESAIRIE H. (1954). — Le Précambrien de Madagascar. *C. R. XIX^e Congrès Géol. intern., Alger*, n° 20, pp. 337-344.
- BESAIRIE H. (1960). — Monographie géologique de Madagascar. *Tananarive, Serv. Géol.*, 1 vol., 166 p.
- BESAIRIE H., COLLIGNON M. (1956). — Lexique stratigraphique international. *C.N.R.S.*, 4, n° 11, 94 p.
- BRAJNIKOV B. (1954). — Sur la distribution de l'oxygène dans la lithosphère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 15, p. 329.
- BRAJNIKOV B. (1949). — Les rapports numériques et volumétriques de l'oxygène dans les minéraux et les roches. *Estado Minas Gerais, Inst. Technol. industr., Bol.*, n° 8, pp. 3-31.
- BRENON P. (1957). — Essai d'une classification de certains reliefs latéritiques à Madagascar. *P.I.O.S.A.*, 3^e Congrès. *Tananarive, Serv. Géol.*, pp. 49-58.
- BRENON P. (1949). — Etude géologique de la feuille lac Alaotra. *Territ. Madagascar. Trav. Bur. Géol.*, n° 8, 87 p.
- BUSSIÈRE P. (1959). — Etude géologique des feuilles Vavatenina (U. 43) et Fénérive (V. 43). *Rép. malgache. Trav. Bur. géol.*, n° 90, 28 p.
- CLARKE (1924). — Data of geochemistry. *U.S. Geological Survey, Bul.*, 770, 1 vol., 841 p.
- DELBOS L. (1958). — Carte géologique de la feuille Anivorano-Sud au 1/100 000. *Rép. malgache, Rapp. ann. Serv. géol.*, pp. 69-74.
- DIXEY F. (1958). — Géomorphologie de Madagascar. *Territ. Madagascar. Docum. Bur. géol.*, n° 140, 11 p.
- DOTTIN O. (1958). — Etude géologique et prospection des feuilles Antanandehibe et Mahanoro. *Rép. malgache, Rapp. ann. Serv. géol.*, pp. 83-92.
- ELLIS J. (1947). — The marievale granophyre — a metamorphic rock. *Trans. Proc. geol. Soc. S. Afr.*, 50, pp. 121-60.
- FAUST G.T. (1956). — Relation of a minor element content in the serpentines to their geological origin. *Geoch. Cosmoch. acta*, 10, n° 5 et 6.
- FERSMAN A.E. (1934). — Géochimie. Leningrad.
- FYFE W.S., TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1958). — Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Amer., Mem.*, 73, 259 p.
- GIRAUD P. (1958-1960). — Les roches basiques de la région d'Andriamena à Madagascar et leur minéralisation chromifère. Thèse, Clermont et *Rép. malgache, Ann. Serv. Géol.*, n° 27, 95 p.

- GIRAUDON R. (1958). — Carte des feuilles Antanamalaza et Foulpointe au 1/100 000. *Publ. Serv. Géol.*, Tananarive.
- GIRAUDON R. (1959). — Géologie et prospection de la feuille Maroseranana au 1/100 000. *Rép. malgache, Rapp. ann. Serv. géol.*, pp. 77-82.
- GIRAUDON R. (1959). — Les roches ultrabasiques de la région de Tamatave : mode de gisement, origine et minéralisation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 1, n° 6, pp. 608-610.
- GUIGUES J. (1950). — Etude géologique des feuilles Anosibé et Vatomandry. *Territ. Madagascar. Trav. Bur. géol.*, n° 13, 111 p.
- HOLMES A. (1959). — A revised geological time scale. *Trans. Edin. Geol. Soc.*, 17, part 3, pp. 183-216.
- JOHANNSSEN A. (1939). — A descriptive petrography of igneous rocks. The University of Chicago Press.
- JUNG J., ROQUES M. (1952). — Introduction à l'étude de la zonéographie des formations cristallophylliennes. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 4, n° 235, pp. 1-62.
- JUNG J., BROUSSE R. (1959). — Classification modale des roches éruptives utilisant les données fournies par le compteur de points. Paris, Masson et Cie, 1 vol., 122 p.
- LACROIX A. (1923). — Minéralogie de Madagascar. Challamel, éditeur, Paris.
- LAFFITTE P. (1957). — Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Masson et Cie, Paris, 1 vol., 360 p.
- LAPADU-HARGUES P. (1945). — Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), 15.
- LAPADU-HARGUES P. (1949). — Contribution au problème de l'apport dans le métamorphisme. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), 19, n° 1-3, pp. 89-109.
- LAPADU-HARGUES P. (1958). — Observations à propos des amphibolites. *C. R. Soc. géol. Fr.*, n° 6, pp. 132-133.
- LAPLAINE L. (1950). — Etude géologique des feuilles Moramanga et Brickaville. *Territ. Madagascar. Trav. Bur. géol.*, n° 14, 93 p.
- LAPLAINE L. (1951). — Sur la constitution géologique des régions de Moramanga et Brickaville (Est de Madagascar). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 233, n° 13, pp. 703-704.
- LAPLAINE L. (1957). — Etude géologique du massif cristallin malgache à la latitude de Tananarive. Thèse Nancy et *Ann. géol. Serv. Mines, Madagascar*, n° 24, 84 p.
- LAUTEL R. (1951). — Etude géologique des feuilles Ambatondrazaka, Ambodilazana et Tamatave. *Territ. malgache. Trav. Bur. géol.*, n° 22.
- LAUTEL R. (1953). — Etude géologique du socle cristallin de Madagascar à la latitude de Tamatave. Thèse, Clermont, 229 p.
- LENOBLE A. (1942-1945). — Rapports de mission. *Arch. Serv. Géol. Tananarive*.
- NOIZET G. (1958). — Etude géologique et prospection des feuilles Vatomandry-Antanambao-Manampotsy et Anosibe. *Rép. malgache, Rapp. Ann. Serv. géol.*, pp. 75-82.
- PERRIN R. (1935). — Le métamorphisme générateur de plissements. *Ann. Mines Mém.*, 8, pp. 149-200.
- POLDEWAART A. (1953). — Calculs pétrographiques dans le processus métasomatique. *J. Amer. Sci.*, 251, n° 7, pp. 481-504.
- RAMBERG P.H. (1952). — The origin of metamorphic and metasomatic rocks. A Treatise on Recrystallization and Replacement in the Earth's Crust. *Univer. Chicago Press*, xvii + 317 p.
- RANTOANINA M. (1959). — Etude géologique au 1/100 000 et prospection des feuilles Ranomafana-Brickaville. *Rép. malgache, Rapp. ann. Serv. géol.*, pp. 83-90.
- ROQUES M. (1935). — Sur les relations des amphibolites et des péridotites à Sarrazac (Dordogne). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 202, p. 332.
- ROQUES M. (1941). — Les schistes cristallins de la partie Sud-Ouest du Massif Central français. *Mém. Carte géol. Fr.*
- TURNER F.J. (1948). — Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rock. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 30, 342 p.
- WASHINGTON H.S. (1903). — Chemical analyses of igneous rocks published from 1884 to 1900. *Govern. printing office Washington*, 1 vol., 495 p.

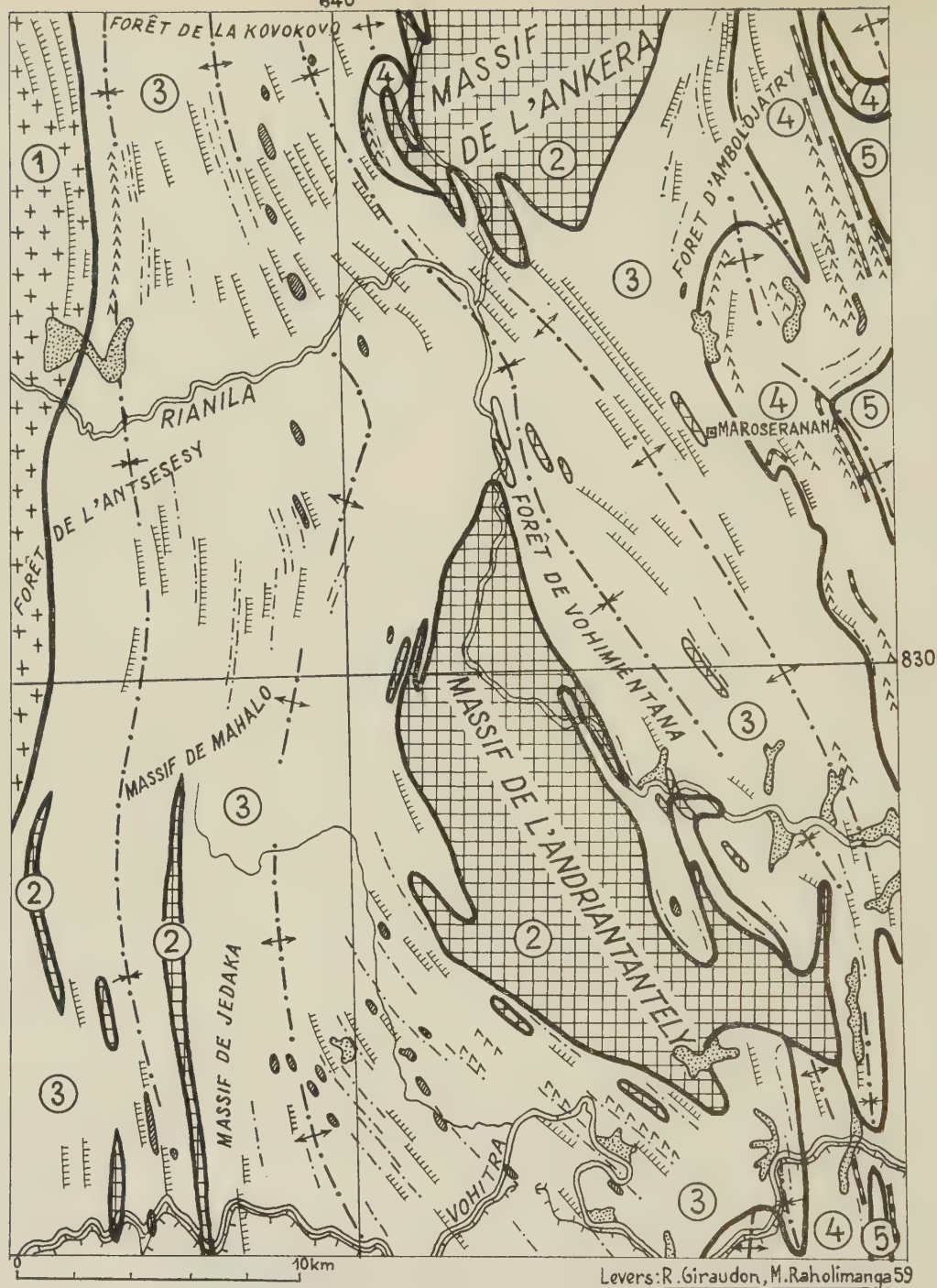
PLANCHES HORS-TEXTE

FIGURES



SITUATION DES ZONES LEVEES

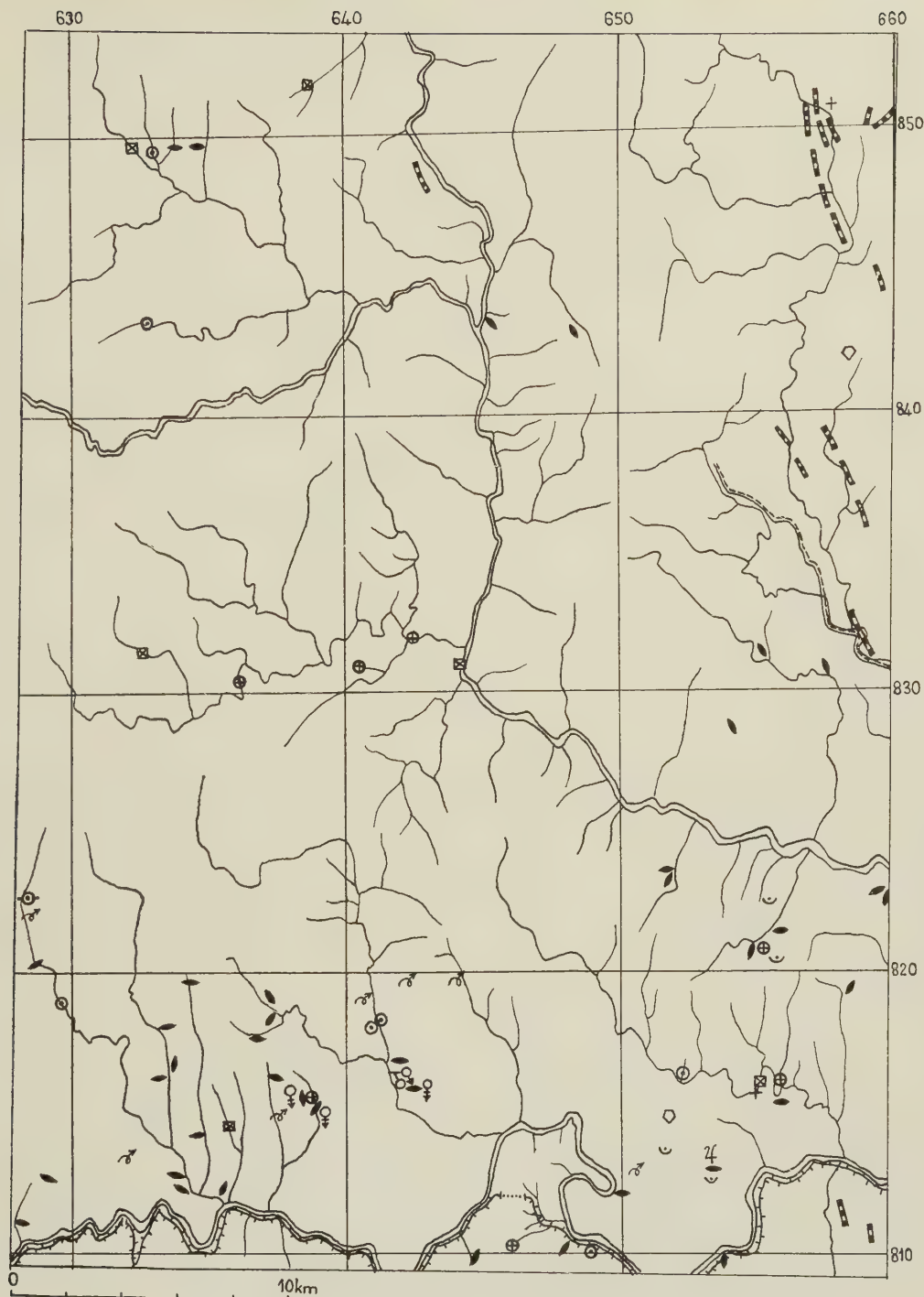
- | | |
|--|--|
| ① Feuilles Ankarimbelo-Ifanirea OP55 | ④ Coupe de l'Onibe |
| ② Feuilles Maroseranana T46 | ⑤ Coupe de la route de Beforona à Tamatave |
| ③ Feuilles Antanamalaza-Foulpointe UVW44 | |



ESQUISSE GÉOLOGIQUE

	Alluvions	Schistes cristallins	
Roches éruptives		3	Groupe de Beforona
1	Migmatites granitoïdes	4	Groupe du Manampotsy
Série de la Rianila		5	Migmatites de Brickaville
2	Gabbros anciens		
	Roches vertes		Bances à sillimanite
			Bances à graphite
			Quartzites
			Amphibolites
			Axe anticlinal
			Axe synclinal

MAROSERANANA



CARTE DES INDICES MINIERS

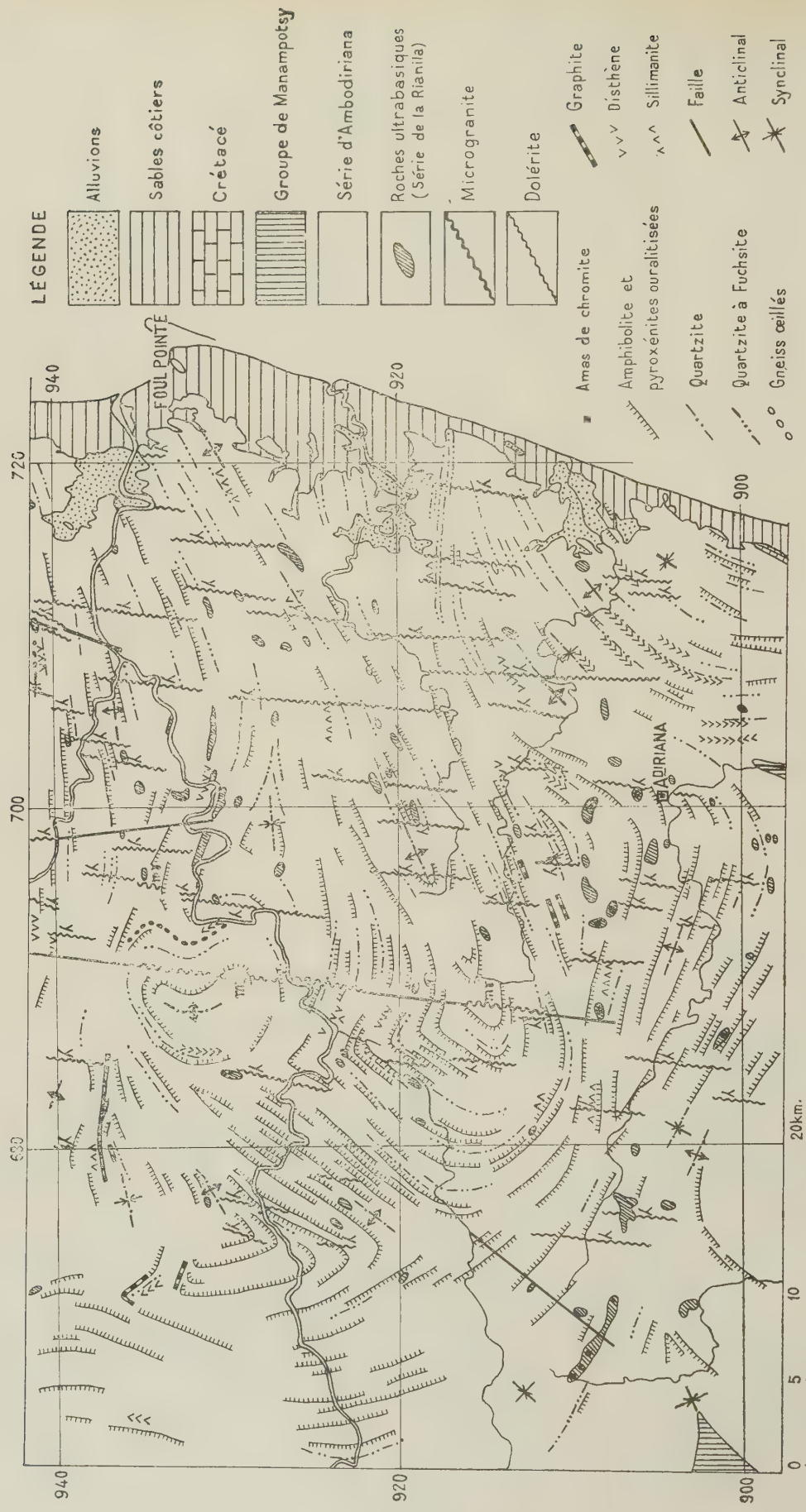
Indices en place

- Pegmatites
- Béryl
- Columbite
- Niobotantalates
- Cristal de roche

- Quartz rose
- Or
- Pyrite
- Cassitérite
- Graphite

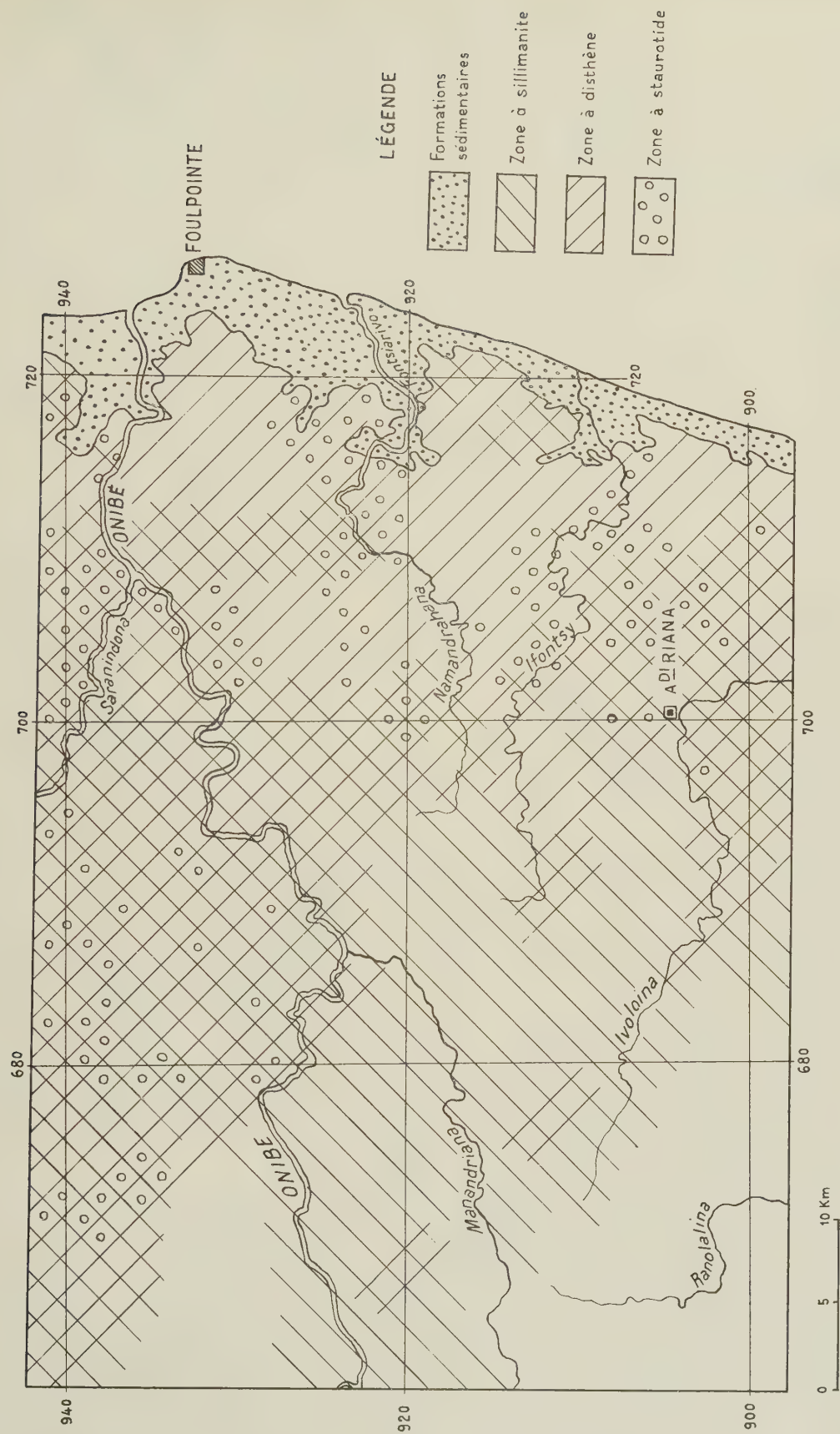
Indices alluvionnaires

- Niobotantalates
- Cassitérite
- Or
- Chromite



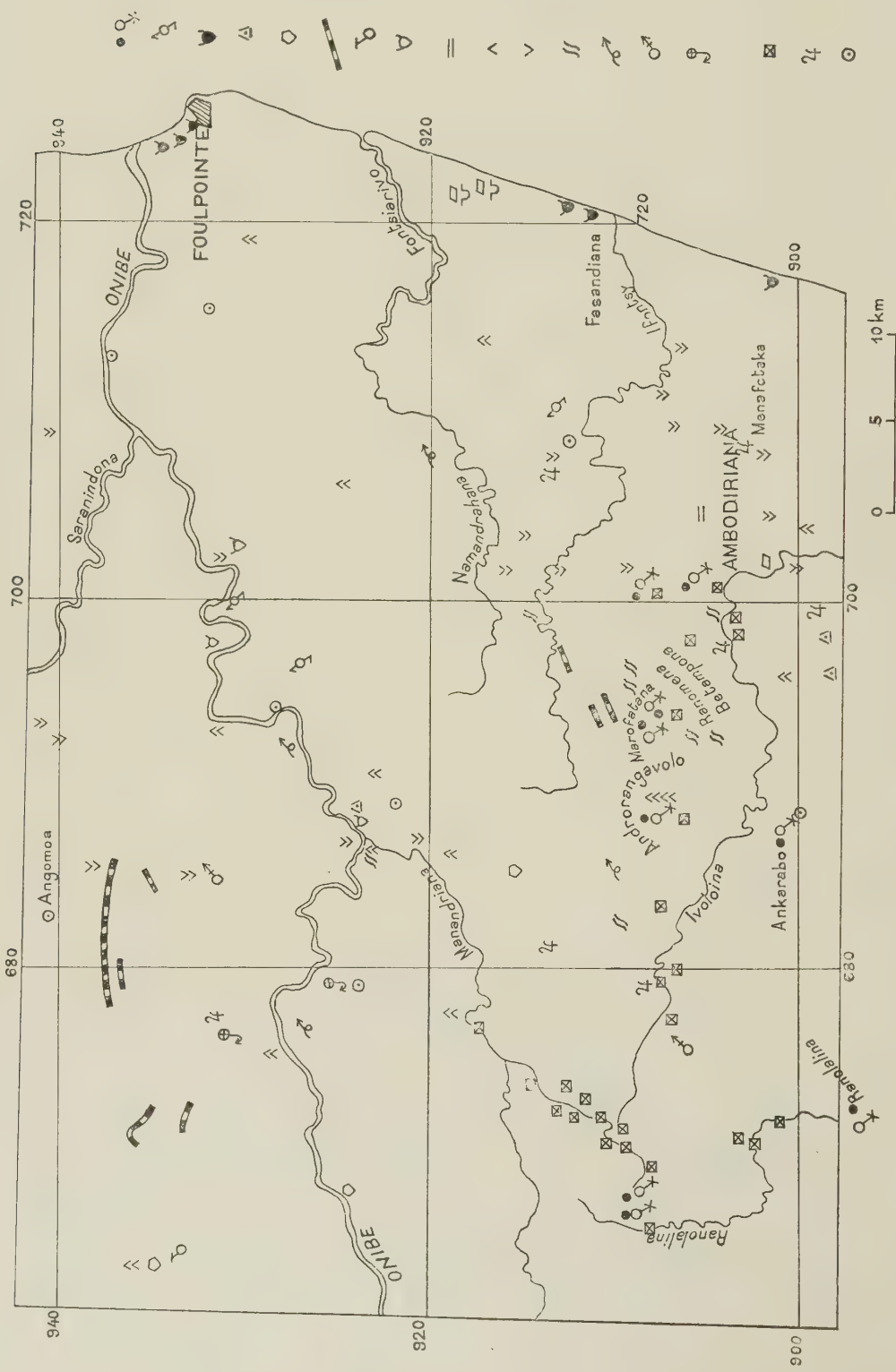
ESQUISSE GÉOLOGIQUE

ANTANAMALAZA - FOULPOINTE



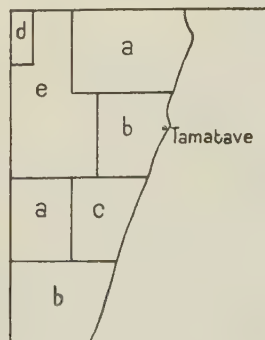
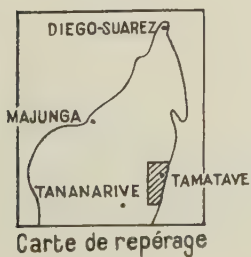
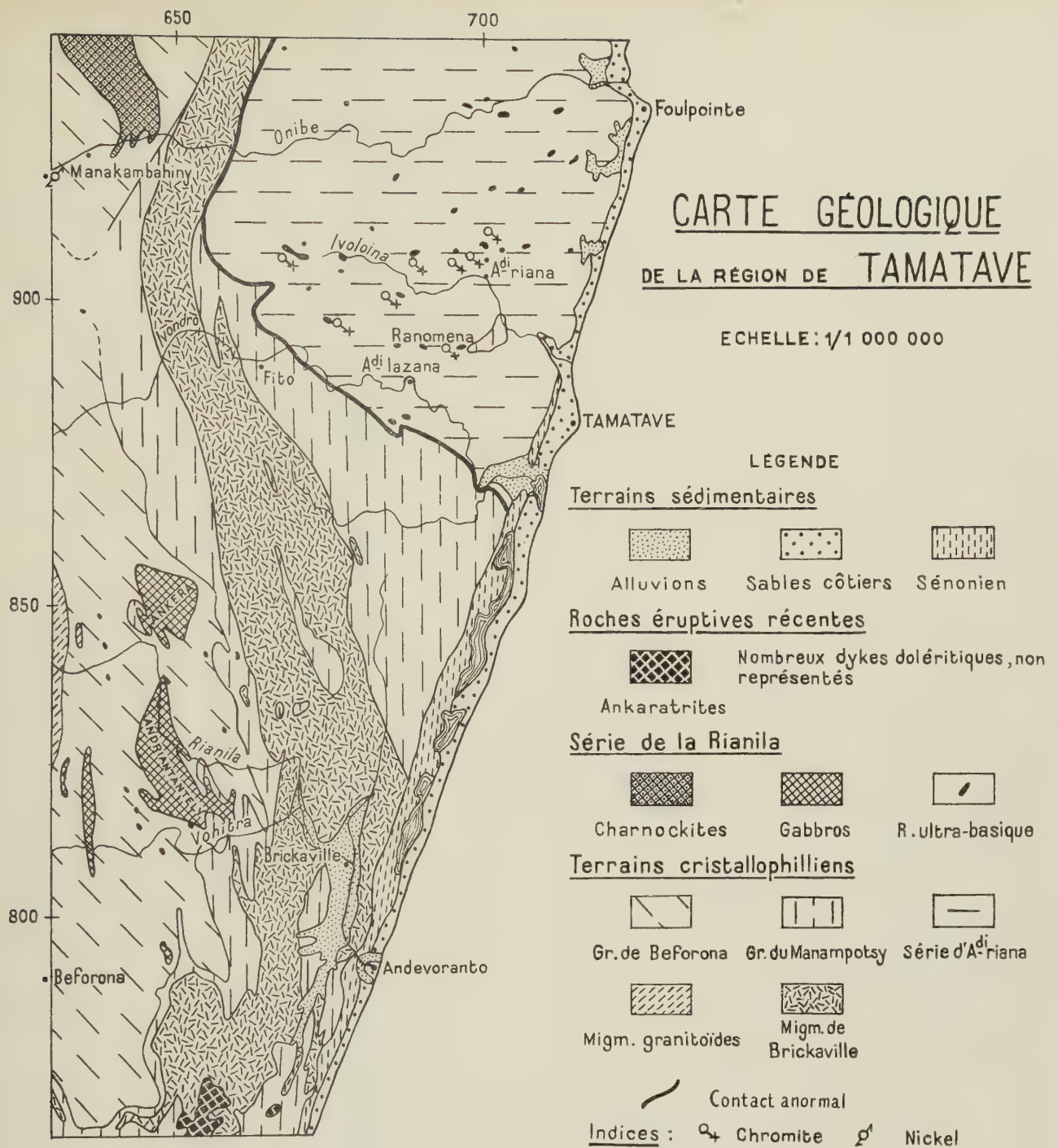
ZONEOGRAPHIE

5



- Indices en place
- Amas chromifère
 - Nickel $\% > 0,40$
 - Ilménite des plages
 - Corindon
 - Quartz
 - Graphite
 - Béryl
 - Rutile
 - Muscovite
 - Sillimanite
 - Disthène
 - Amiante
 - Pyrite
 - Magnétite
 - Source thermique
- Indices alluviaux
- Chromite
 - Cassitérite
 - Or

CARTE DES INDICES MINIERES



- a Levers R. Giraudon 1/100 000
- b Levers M. Rantoanina 1/100 000
- c Levers L. Delbos 1/100 000
- d Levers P. Brenon 1/200 000
- e Levers R. Lautel 1/200 000 interprétés d'après photo-géologie

Travaux consultés de H. Besairie

Feuille Manakambahiny Feuille Antanamalaza Feuille Foulpointe



Coupe EW suivant la vallée de l'ONIBE

Feuille Maroseranana

Massif

de l'Andriantantely



Coupe EW suivant X=831,5

Feuille Tamatave

Tanasana

Ivondro

Ivoloina

Ambodiriana

Onibe

Saranindona

Coupe NS de X=882 - Y=691 A X=941 - Y=707

Feuille Ranomafana

Feuille Brickaville

Feuille Anivorano

Feuille Tamatave

Beforona

Ranomafana

Rianila

Brickaville

Fanandrana

Ivondro



Coupe suivant la route de TANANARIVE à TAMATAVE du PK 169 au PK 358

ÉCHELLE

COUPES GÉOLOGQUES DANS LA RÉGION DE TAMATAVE



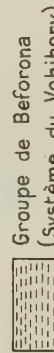
Alluvions



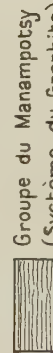
Gabbro



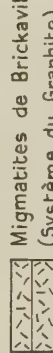
Roche ultrabasique



Groupe de Beforona
(Système du Vohibory)



Groupe du Manampotsy
(Système du Graphite)



Migmatites de Brickaville
(Système du Graphite)



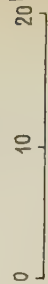
Série d'Ambodiriana

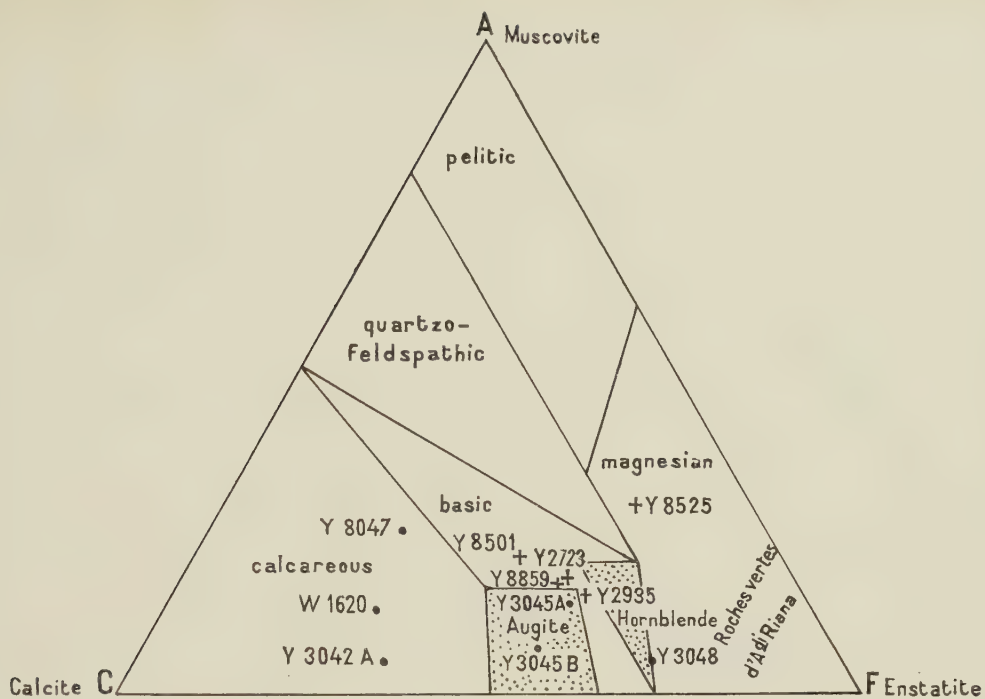


Migmatite granitoïde

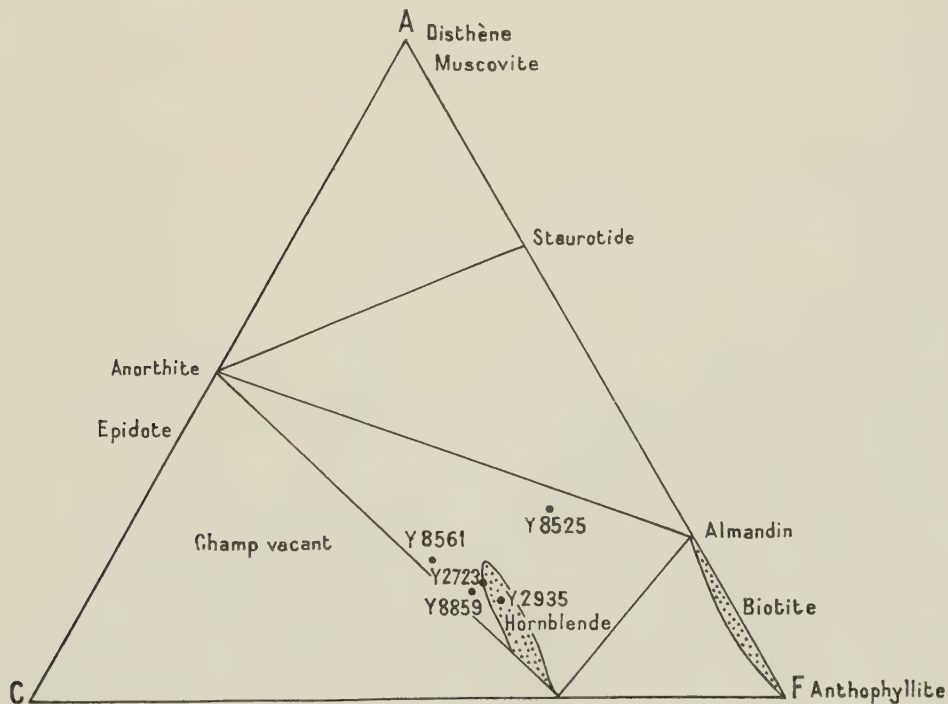


Contact anormal

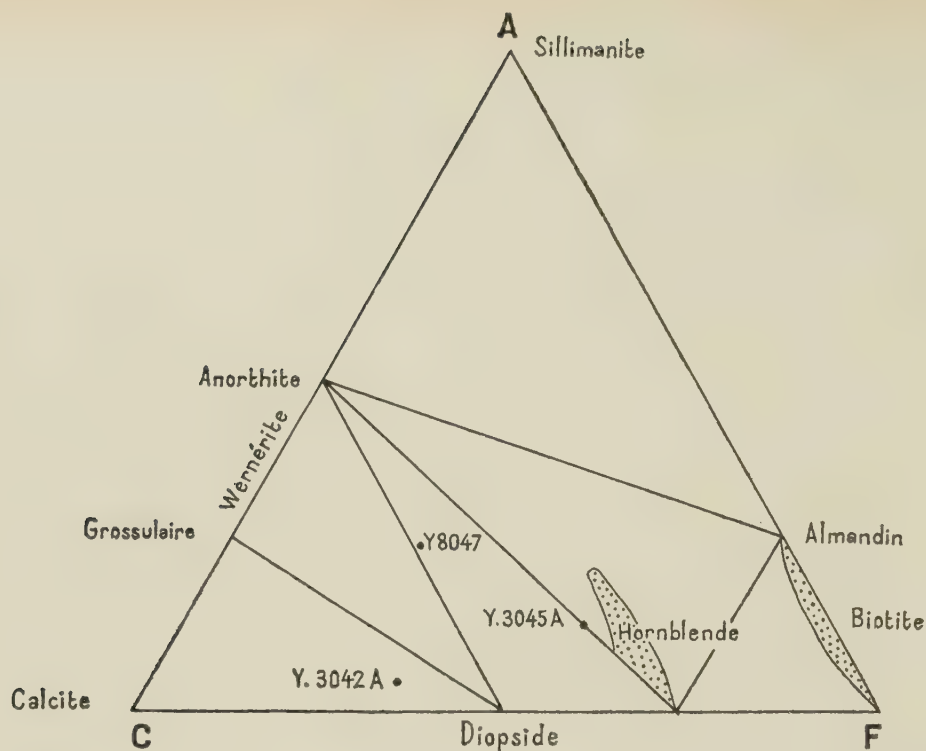




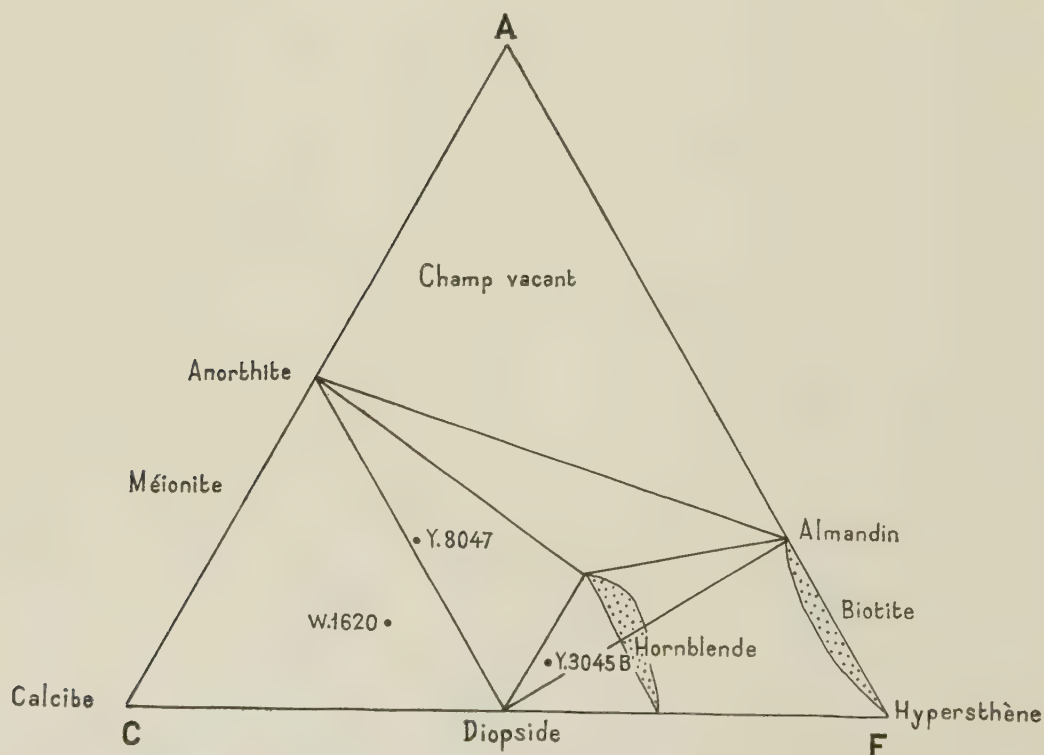
Répartition des roches basiques et ultra-basiques de la région de Tamatave dans un diagramme ACF où sont délimitées arbitrairement les aires occupées par cinq classes chimiques de roches métamorphiques (d'après **Fyfe, Turner et Verhoogen**).



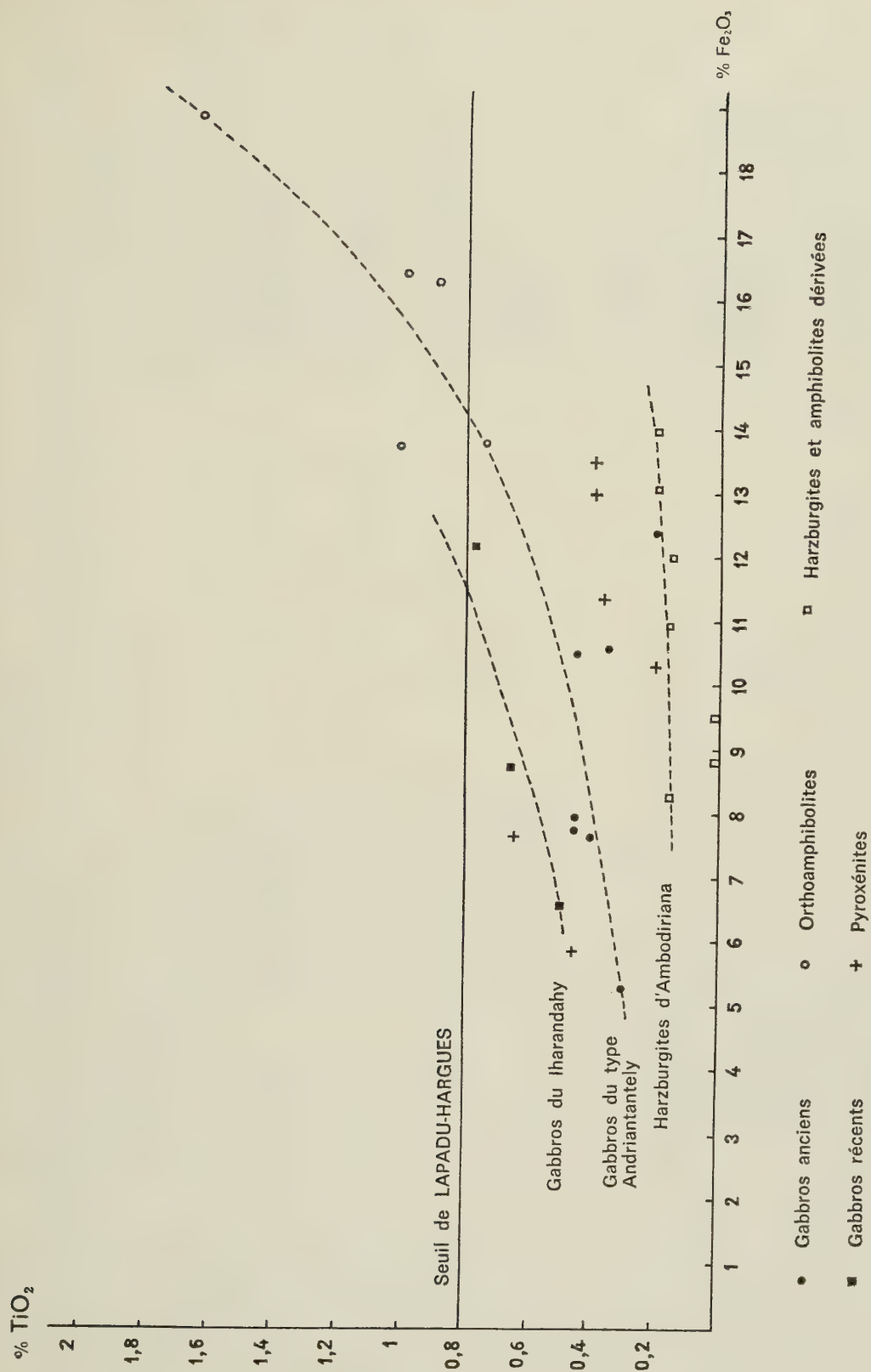
Représentation des orthoamphibolites de la région de Maroseranana sur un diagramme ACF : faciès amphibolite, sous-faciès staurotide-disthène (d'après **T. Vogt et F.J. Turner**).



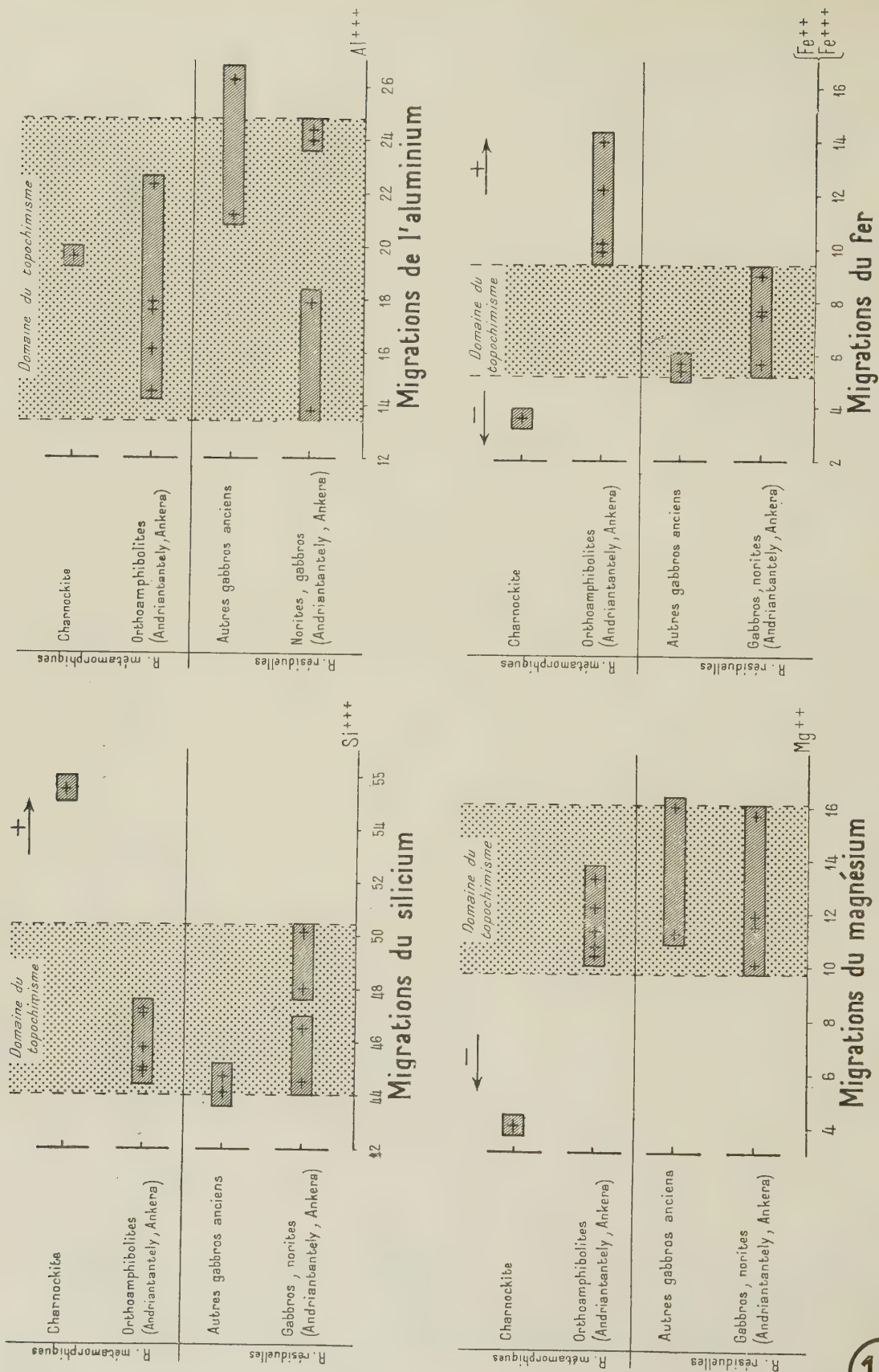
Représentation des pyroxénites de la série d'Ambodiriana et du groupe du Manampotsy sur un diagramme ACF : faciès amphibolite, sous-faciès sillimanite-almandin (d'après **F.J. Turner**).



Représentation des pyroxénites de la série d'Ambodiriana et du groupe du Manampotsy sur un diagramme ACF : faciès amphibolite, sous-faciès almandin-diopside-hornblende (d'après **F.J. Turner**, modifié).

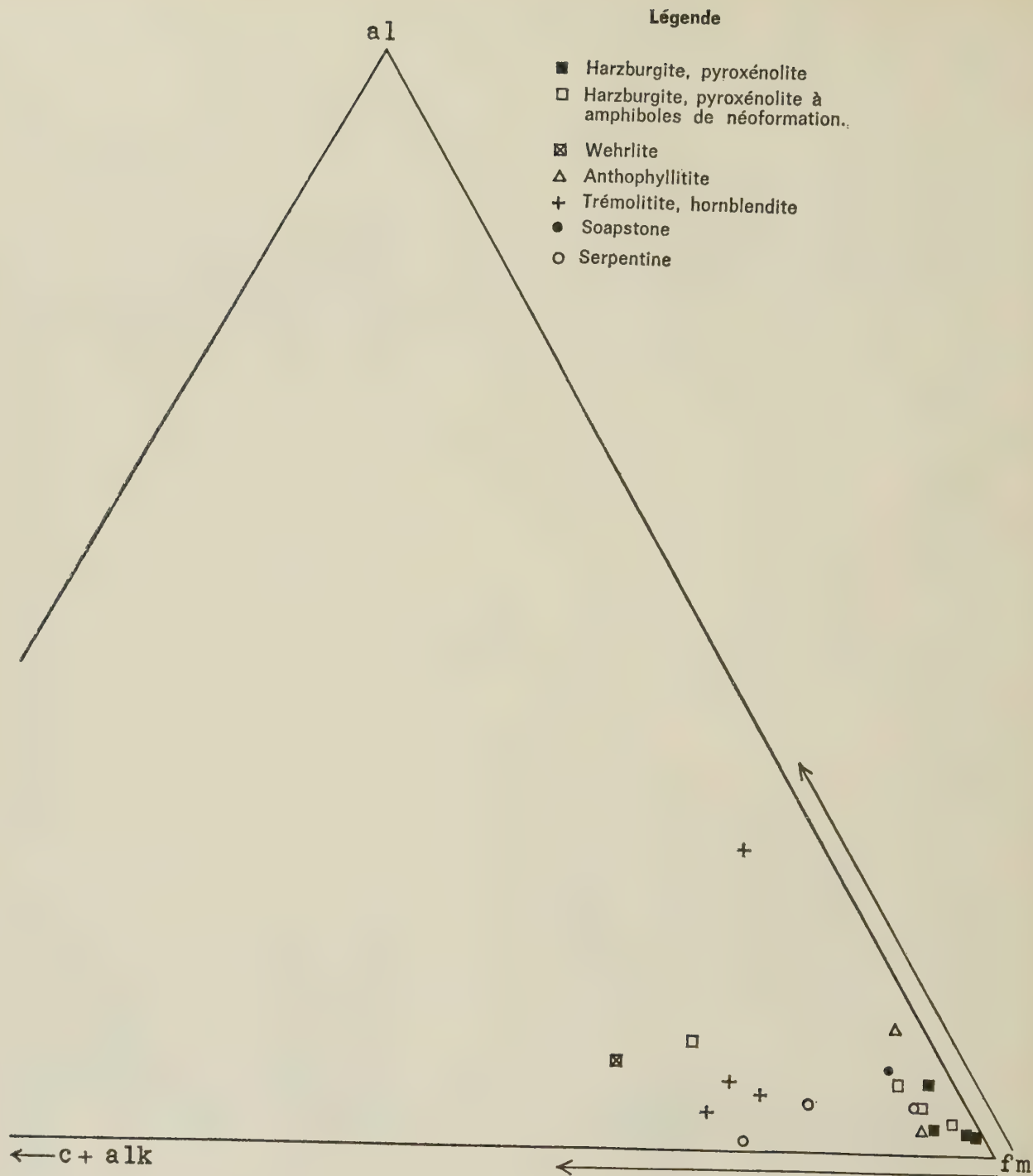


Variations de la teneur en TiO_2 en fonction de la teneur en fer total exprimée en Fe_2O_3 dans les roches basiques et ultrabasiques des régions de Manakara et de Tamatave. Pour chaque type de roche d'origine éruptive, les points figuratifs se répartissent suivant une courbe tracée en traits interrompus.

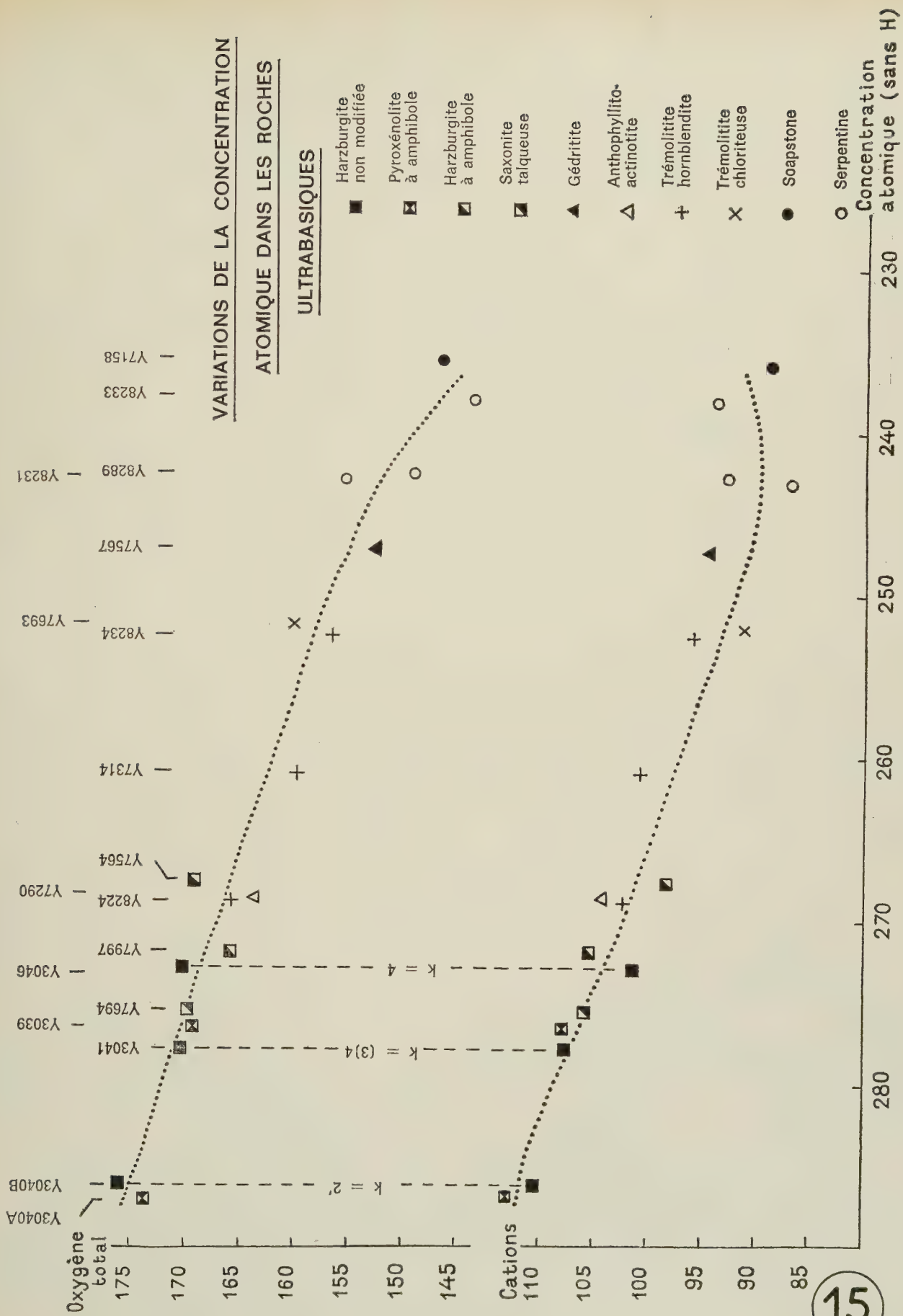


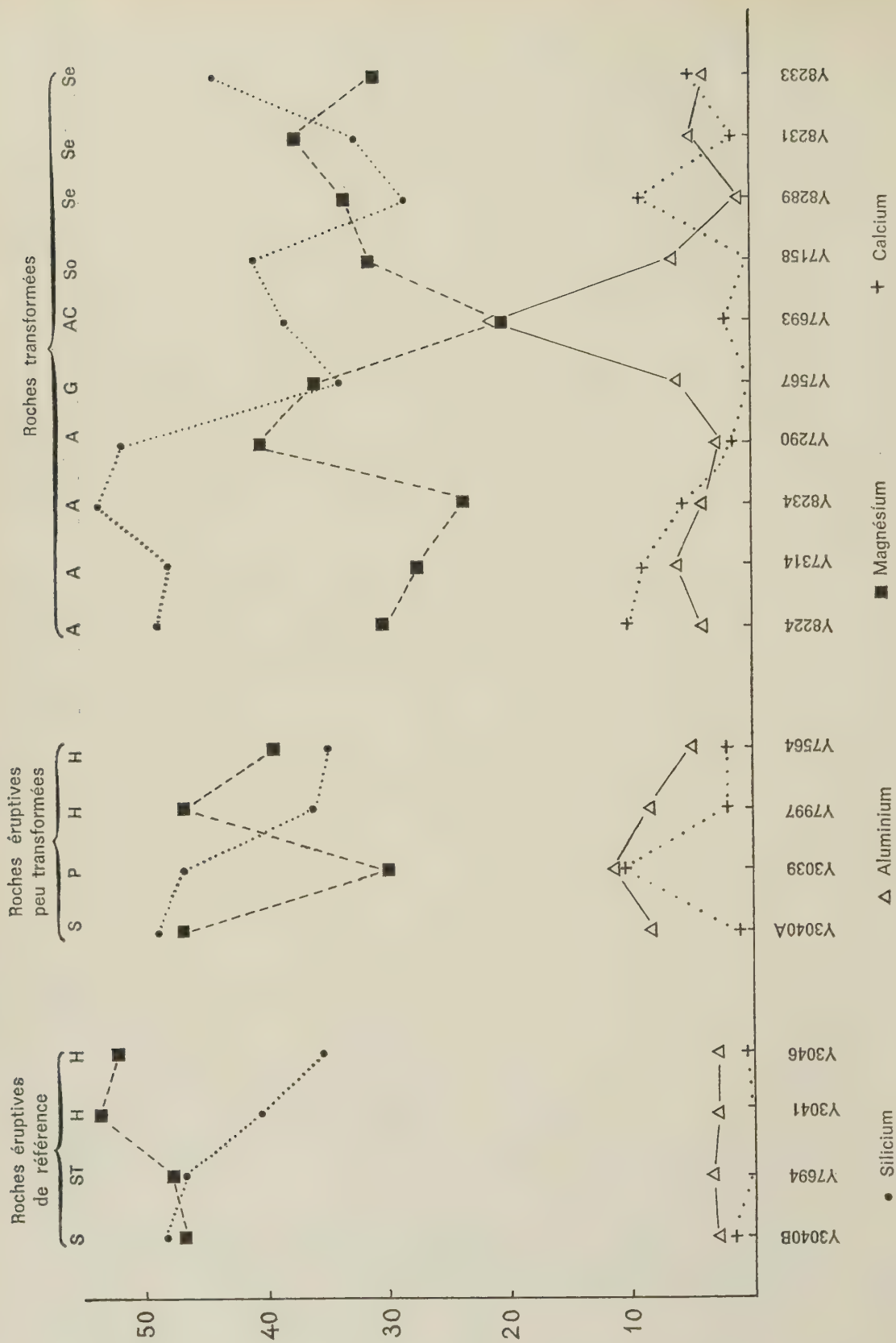


MIGRATIONS DES CATIONS DE LA "STANDARD CELL" EN FONCTION DU TYPE DE MÉTAMORPHISME QUI AFFECTE LES ROCHES BASIQUES DE LA SÉRIE DE LA RIANILA



Représentation sur un diagramme triangulaire des paramètres de Niggli al, fm, c + alk des roches ultra-basiques de la région d'Ambodiriana.
Les flèches indiquent le sens de la métasomatose.

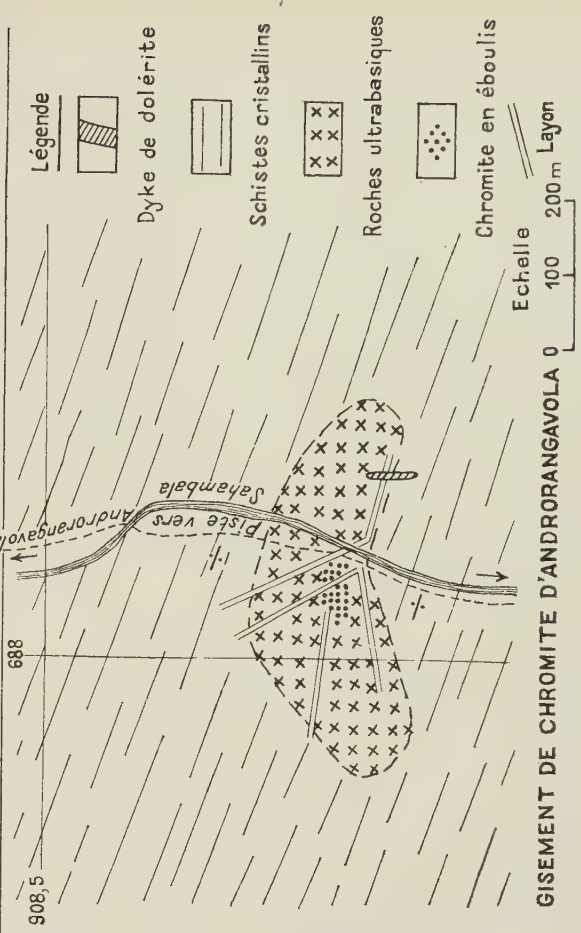
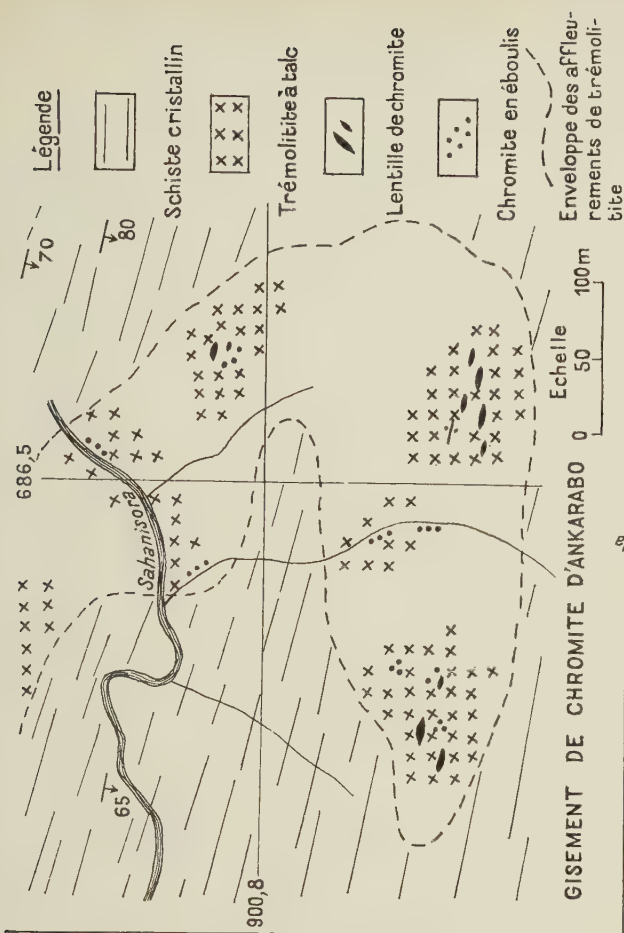
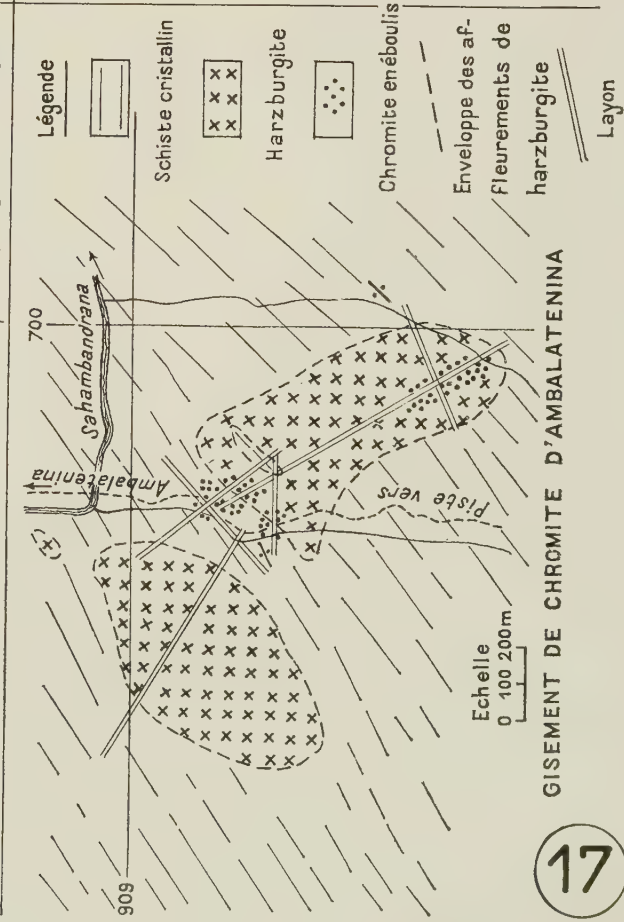
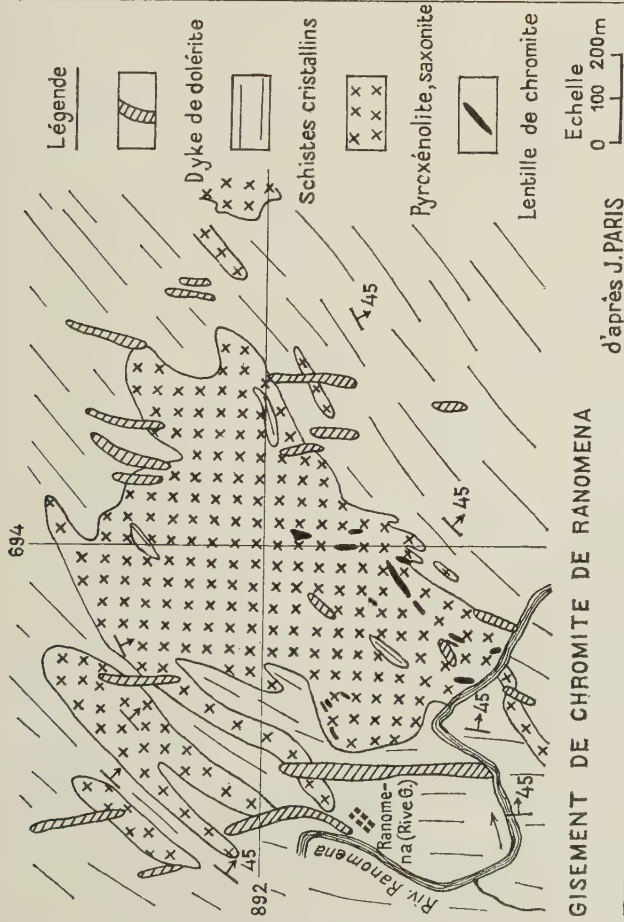




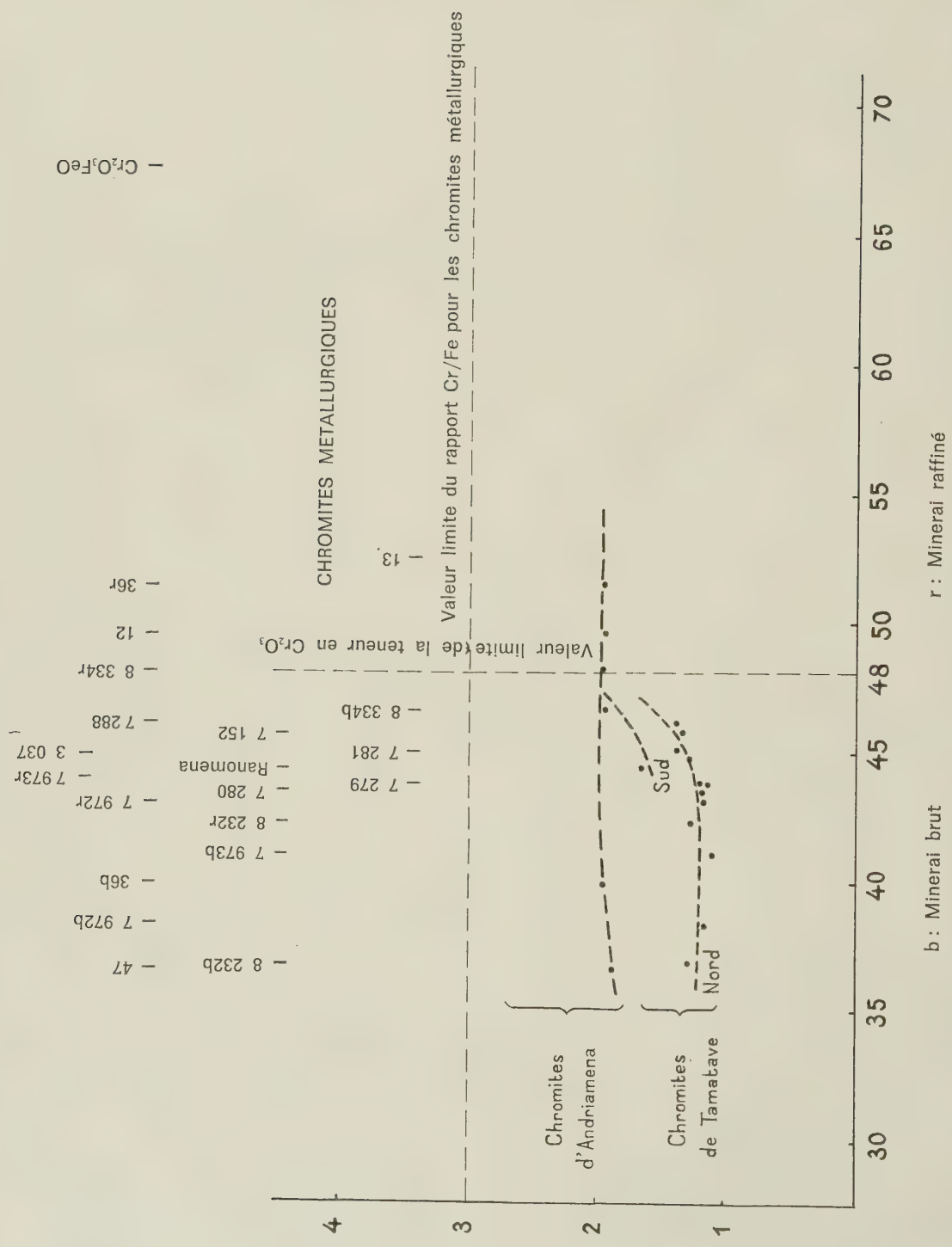
P : Pyroxénolite – S : Saxonite – ST : Saxonite talqueuse – H : Harzburgite – A : Amphibolite

G : Gédritite – AC : Amphibolite chloriteuse – So : Soapstone – Se : Serpentine

VARIATIONS DE QUELQUES CATIONS DANS DES VOLUMES ÉGAUX DE ROCHES ULTRABASIQUES



REPRÉSENTATION GRAPHIQUE DES PARAMÈTRES DÉFINISSANT LA VALEUR MÉTALLURGIQUE
DES CHROMITES DE LA RÉGION DE TAMATAVE ET DE QUELQUES CHROMITES DE LA RÉGION D'ANDRIAMENA.

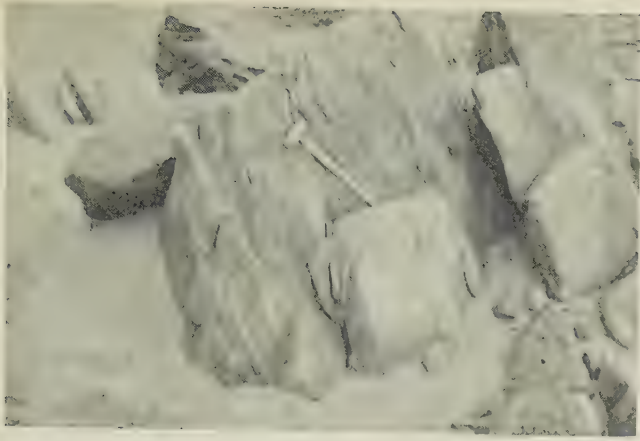


PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

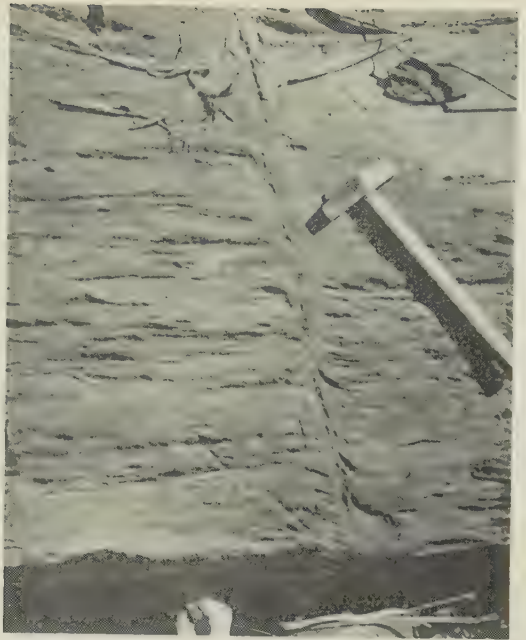
RÉGION DE MAROSERANANA
*GISEMENTS DES SCHISTES CRISTALLINS
ET DES GABBROS ANCIENS*

PLANCHE 19

1. — Orthopyroxénite orientée du massif de l'Andriantantely (Vallée de la Rianila, feuille T. 46).
2. — Décrochement dans une dalle d'orthoamphibolite du massif de l'Ankera. (Vallée de la Teza, feuille T. 46).
3. — Loupe d'amphibolite dans une migmatite à amphibole. (Vallée de la Rianila, feuille T. 46).
4. — Orthoamphibolites rubanées à l'extrémité Nord du massif de l'Andriantantely. (Vallée de la Rianila, feuille T. 46).
5. — Contact entre un filon concordant de granite à grain fin et des gneiss rubanés à amphibole du groupe de Beforona. (Vallée de la Rianila, feuille U. 46).
6. — Filon de dolérite recoupant les gneiss de Beforona. (Vallée de la Rianila, feuille T. 46).



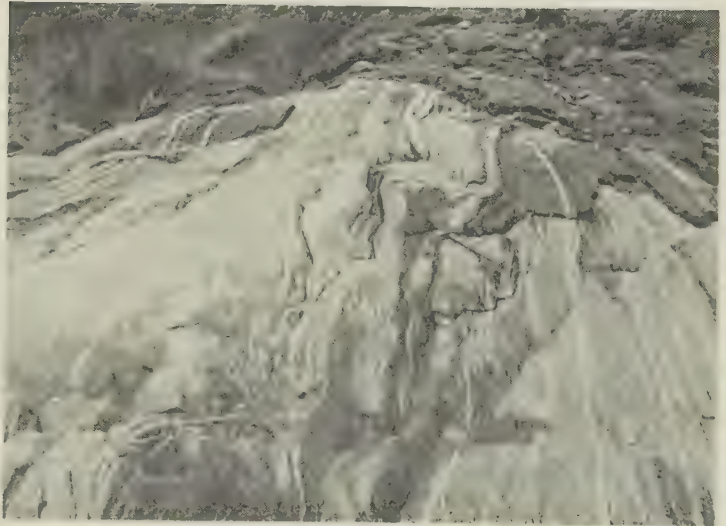
1



2



3 4



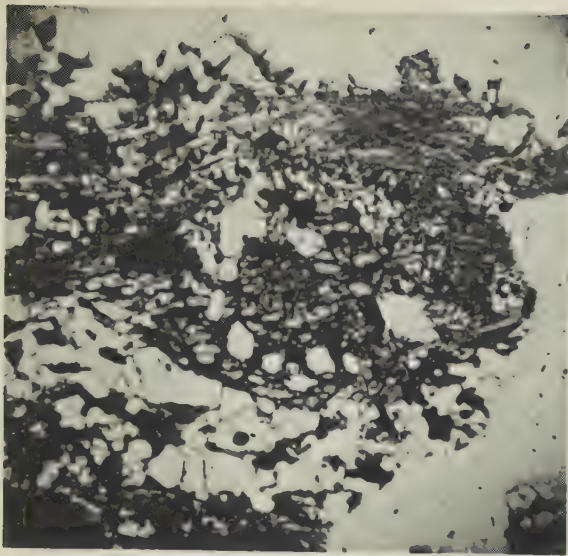
5 6



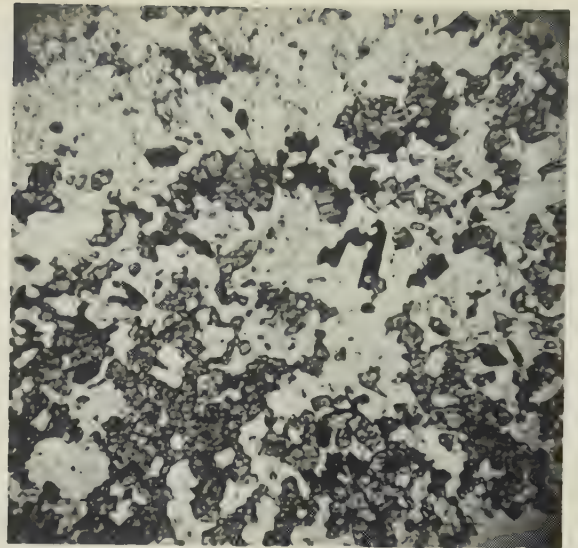
RÉGION DE MAROSERANANA
*PÉTROGRAPHIE DES SCHISTES CRISTALLINS
ET DES GABBROS ANCIENS*

PLANCHE 20

1. — *Lame Y. 8 830 — L. N. X 20.* — Micaschiste à biotite, grenat et sillimanite du groupe du Manampotsy. (Près Ampasimbe, vallée de la Teza, feuille T. 46). Grenat pœcilitique enveloppé par des aiguilles de sillimanite et des plages de biotite. Quartz en blanc.
2. — *Lame Y. 9 066 — L. N. X 20.* — Epidotite à scapolite, hornblende et pyroxène monoclinique du groupe de Beforona. (Haute vallée de la Rianila, feuille T. 46). Pyroxènes, amphiboles et épidote se détachent sur un fond clair de scapolite.
3. — *Lame Y. 9 070 — L. N. X 20.* — Epidotite à wollastonite et hornblende du groupe de Beforona. (Haute vallée de la Rianila, feuille T. 46). La wollastonite ponctuée d'épidote apparaît entre deux plages de hornblende (en noir).
4. — *Lame Y. 2 758 — L. N. X 20.* — Anthophyllite à talc. (Près Antoby, feuille T. 46). Aiguilles d'anthophyllite sur un fond de talc.
5. — *Lame Y. 8 560 — L. P. X 20.* — Norite du massif de l'Ankera. (Vallée de la Teza, feuille T. 46). Labrador et hypersthène sans traces de cataclase.
6. — *Lame Y. 8 525 — L. P. X 60.* — Plagioclase déformé dans une orthopyroxénite à grenat du massif de l'Andriantantely. (Vallée de la Rianila, feuille T. 46). Les macles du plagioclase affectent une forme en S.



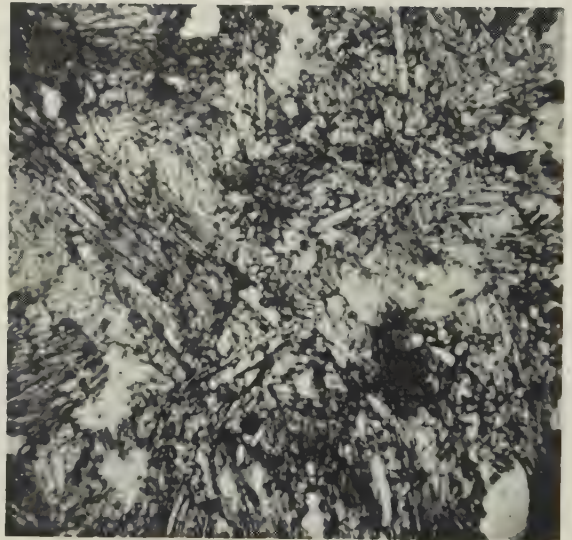
1



2



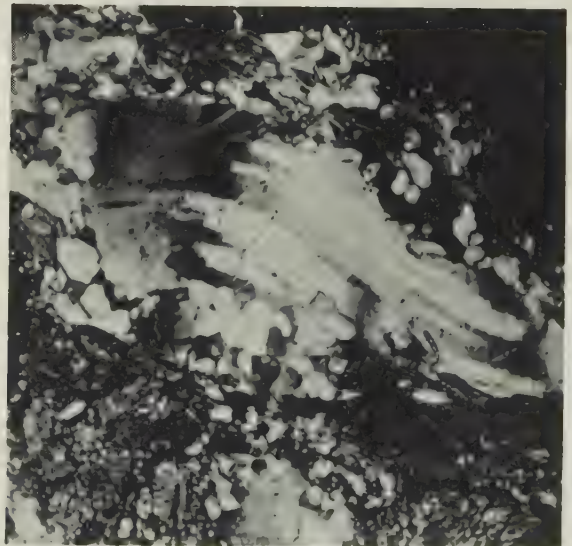
3



4



5

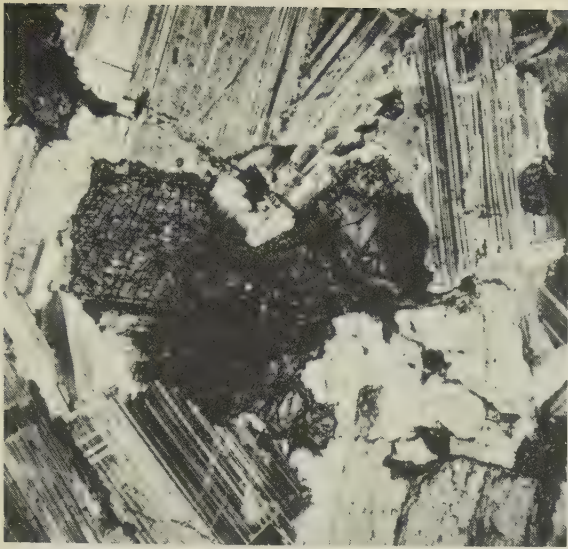


6

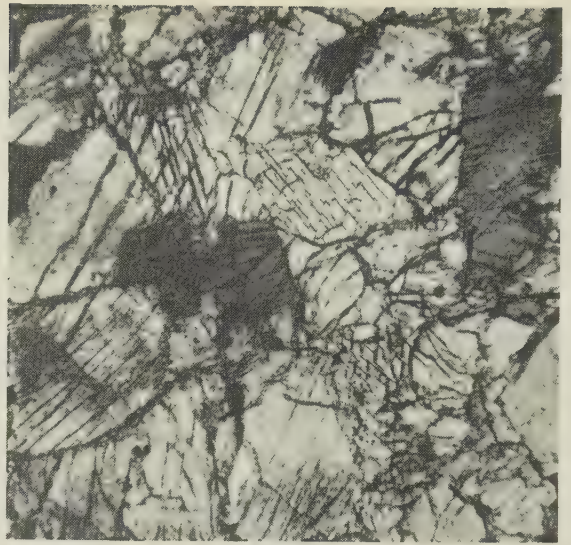
RÉGION DE MAROSERANANA
PÉTROGRAPHIE DES GABBROS ANCIENS

PLANCHE 21

1. — *Lame Y. 2 815 — L. P. X 20.* — Norite du massif de l'Andriantantely. (Près Ambodimanga, feuille T. 46). Labrador et hypersthène sans trace de cataclase ni d'ouralitisaiton.
2. — *Lame Y. 8 637 — L. N. X 20.* — Websterite du massif de l'Andriantantely. (Vallée de la Rianila, feuille T. 46). Hypersthène et diallage. La roche contient également un peu de hornblende verte bien repérable ici par ses clivages à 120°.
3. — *Lame Y. 2 720 — L. P. X 20.* — Dolérite ouralitisée en bordure du massif de l'Andriantantely. (Près Andranomahotra, feuille T. 46). Structure doléritique conservée ; ouralite et grenats noirs.
4. — *Lame Y. 8 550 — L. P. X 20.* — Gabbros à olivine ouralitisée du massif de l'Ankera. (Galet roulé de la Rianila, feuille T. 46). Olivine associée à de l'hypersthène, entourée d'une double frange d'amphibole : frange interne incolore, frange externe vert pâle.
5. — *Lame Y. 2 710 — L. N. X 20.* — Orthopyroxénite du massif de l'Andriantantely. (Près Lalona, feuille T. 46). Structure à cloisons.
6. — *Lame Y. 2 723 — L. P. X 20.* — Orthopyroxénite du massif de l'Andriantantely. (Près Betamotamo, feuille T. 46). Plagioclases déformés, ouralitisaiton avancée, grenats (en noir).



1



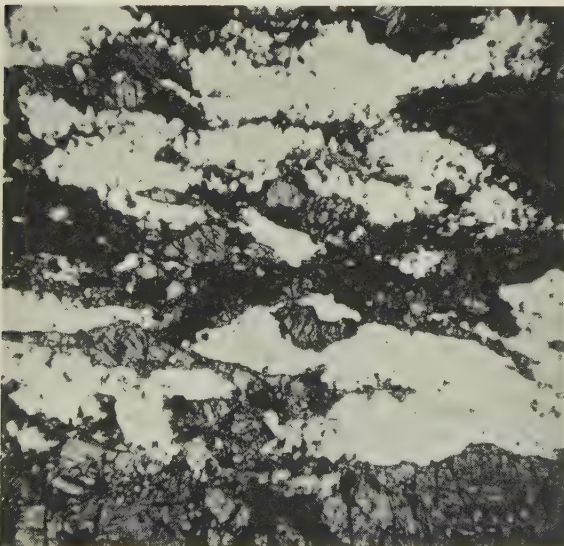
2



3



4



5

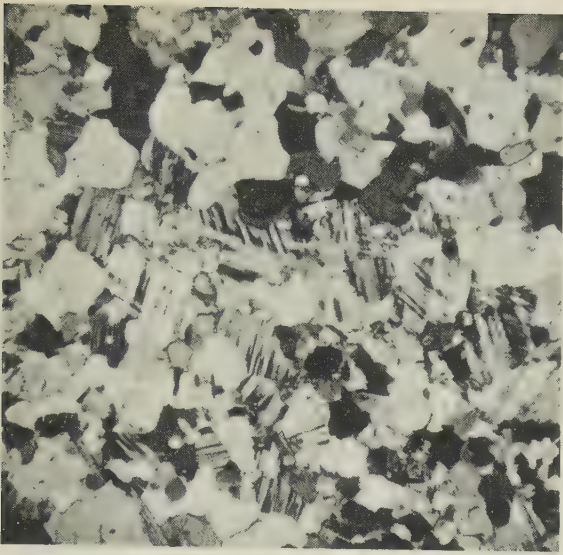


6

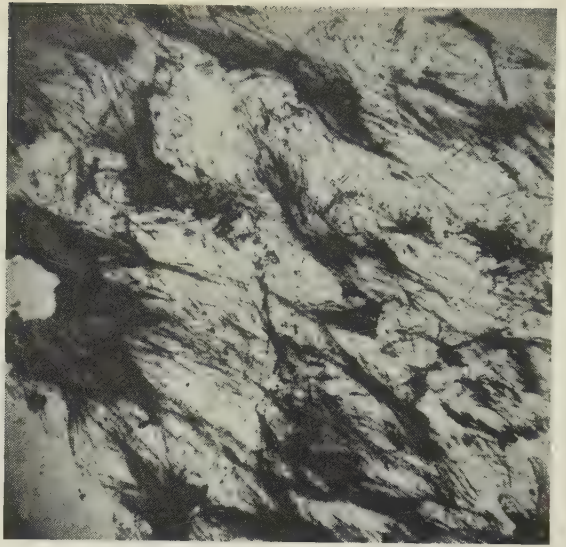
RÉGION D'ANTANAMALAZA - FOULPOINTE
PÉTROGRAPHIE DE LA SÉRIE D'AMBODIRIANA

PLANCHE 22

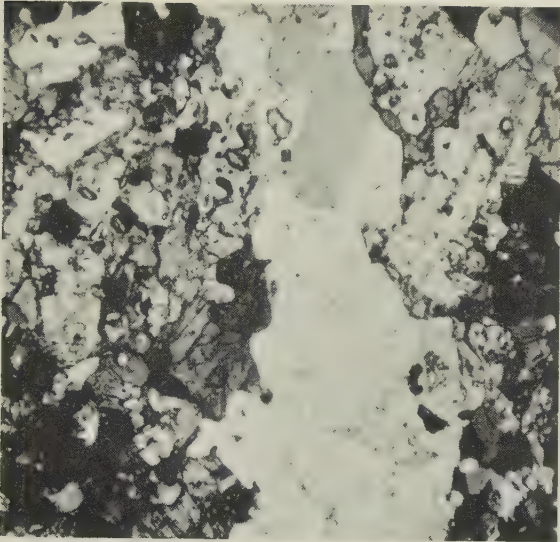
1. — *Lame Y. 3 021 — L. P. X 20.* — Migmatite à biotite. (Vallée de la Namandrahana, feuille VW. 44). Quartz, microcline perthitique (quadrillé), plagioclase, biotite.
2. — *Lame Y. 3 030 — L.N. X 20.* — Quartzite à sillimanite. (Près Ambinany Sahalampona, feuille U. 44). Sillimanite fibreuse (en noir) sur un fond de quartz.
3. — *Lame Y. 8 047 — L. P. X 20.* — Pyroxénite à scapolite et grenat. (Près Sahanantana, feuille VW. 44). De part et d'autre d'un filonnet de quartz d'origine métasomatique, pyroxènes (clivages caractéristiques sur la face p), grenats (en noir), plagioclases et scapolite.
4. — *Lame Y. 7 164 — L. N. X 20.* — Quartzite à grenat et cummingtonite. (Près Antenamena, feuille U. 44). Quartz (en blanc), cummingtonite (avec clivages et parting), grenat (en gros), minéral (en noir).
5. — *Lame Y. 3 013 — L. N. X 20.* — Amphibolopyroxénite à scapolite. (Près Tanetilava, feuille VW. 44). Pyroxène et hornblende verte sur un fond d'anorthite et de scapolite (clivages de la scapolite visibles en haut, à droite).
6. — *Lame Y. 7 304 — L. N. X 60.* — Auréole réactionnelle de grenat au contact du plagioclase et de la hornblende verte dans une pyroxénoamphibolite. (Près Saharondronina, feuille U. 44).



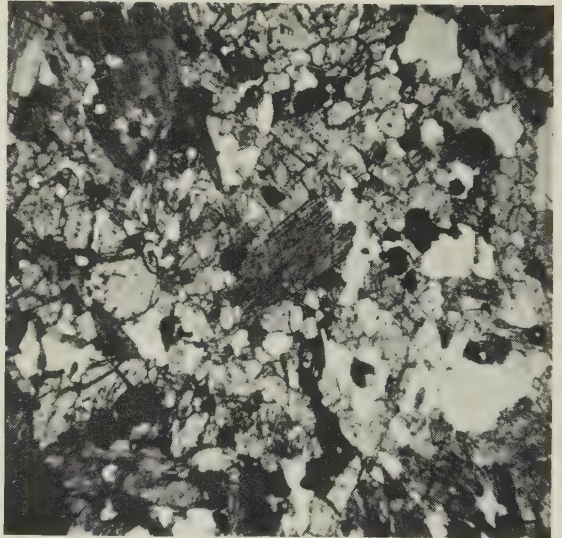
1



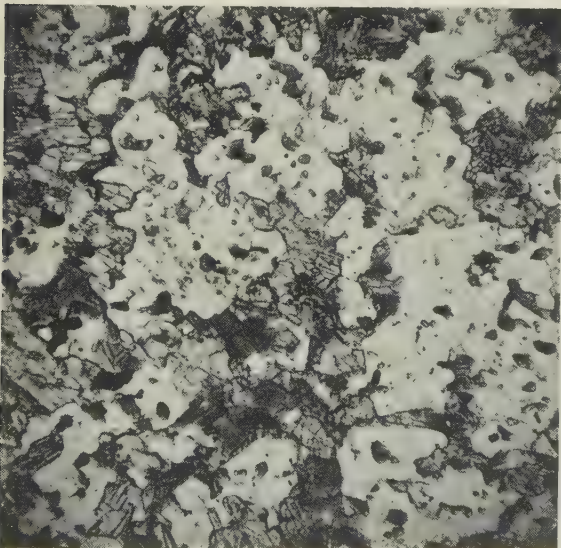
2



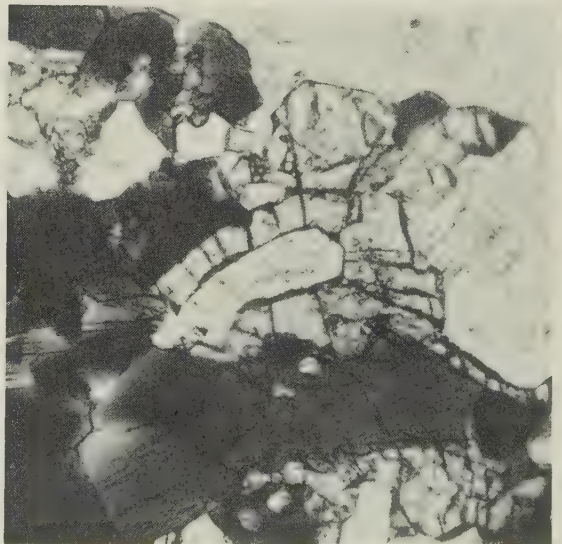
3



4



5

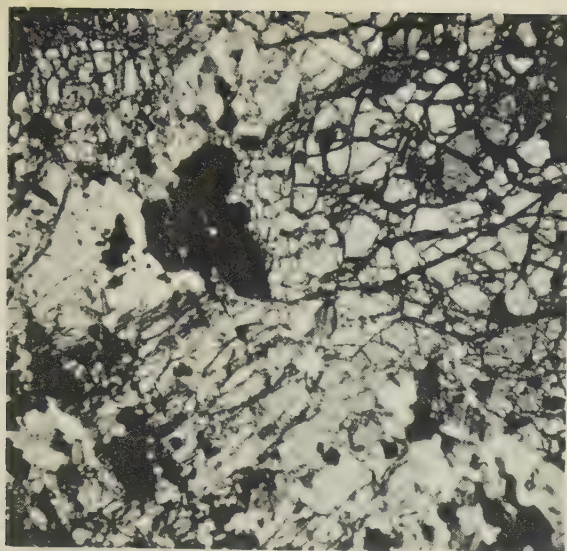


6

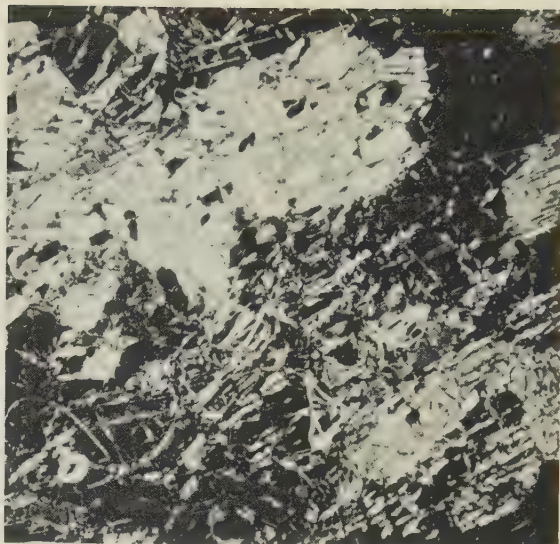
RÉGION D'ANTANAMALAZA - FOULPOINTE
PÉTROGRAPHIE DES ROCHES ULTRABASIQUES

PLANCHE 23

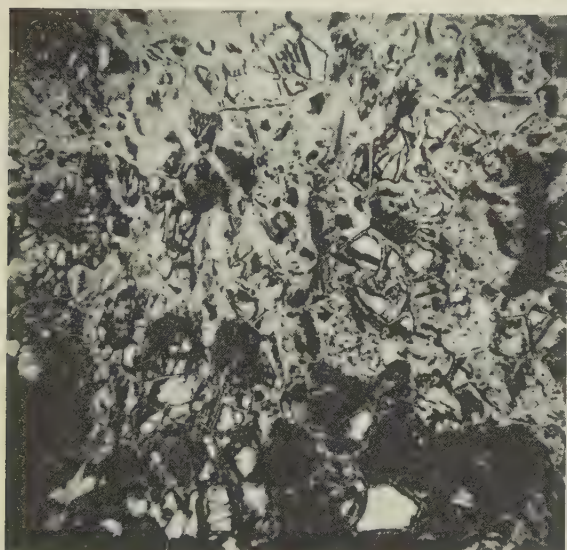
1. — *Lame Y. 7 997 — L. P. X 20.* — Harzburgite à trémolite et serpentine de néoformation. (Réserve naturelle n° 1, feuille VW. 44). Olivine en haut ; enstatite et antigorite en bas ; quelques petites plages automorphes de trémolite ; chromite (en noir).
2. — *Lame Y. 8 233 — L. P. X 20.* — Serpentine à résidus de trémolite. (Forêt de Ranolalina, feuille U. 44). Serpentine maillée (en noir) ; trémolite avec clivages (en blanc).
3. — *Lame Y. 7 419 — L. N. X 20.* — Serpentinisation d'une harzburgite. (Près Sarongololona, feuille U. 44). Fond de serpentine maillée, résidus d'olivine et d'enstatite.
4. — *Lame Y. 8 333 — L. N. X 20.* — Pseudomorphose d'un cristal d'enstatite par la serpentine. (Près Anapisaka, feuille VW. 44). Les clivages du pyroxène, secondairement remplis d'oxydes opaques, ont subsisté dans la serpentine.
5. — *Lame Y. 7 290 — L. N. X 20.* — Anthophyllitite. (Près Sarongololona, feuille U. 44).
6. — *Lame Y. 7 693 — L. P. X 20.* — Trémolitite chloriteuse. (Vallée de l'Onibe, feuille VW. 44).



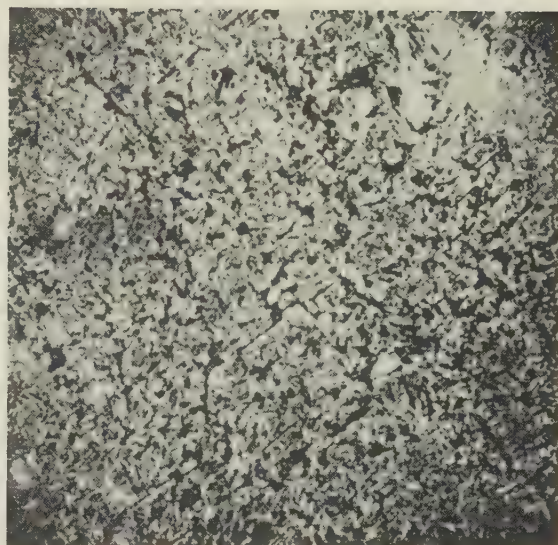
1



2



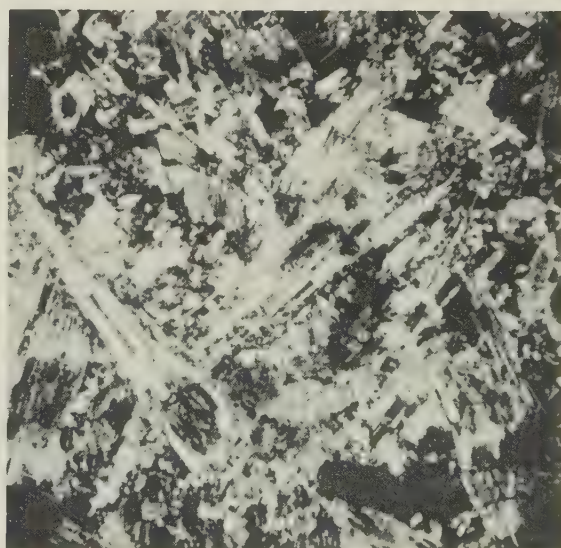
3



4



5



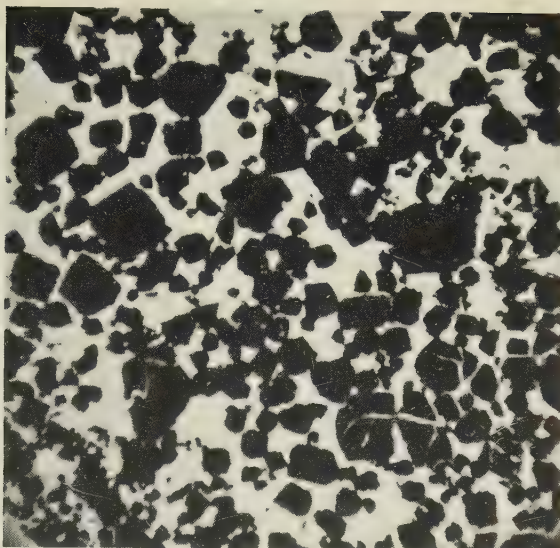
6

RÉGION D'ANTANAMALAZA - FOULPOINTE
PÉTROGRAPHIE DES ROCHES ULTRABASIQUES

PLANCHE 24

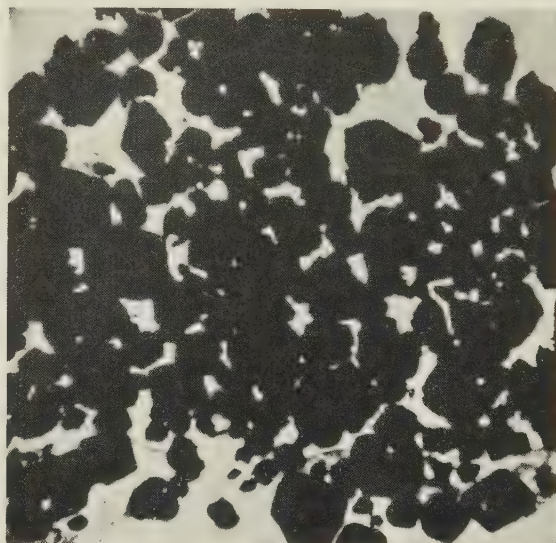
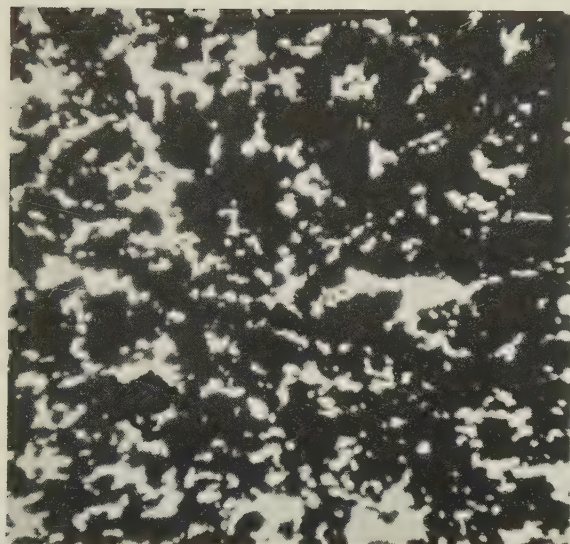
1. — *Lame Y. 3 037' — L. N. X 20. — Chromitite. (Gisement d'Ambalatenina, feuille VW. 44). Chromite en grains automorphes, isolés ou maclés ; gangue chloriteuse (en blanc).*
2. — *Lame Y. 7 288 — L. N. X 20. — Chromitite. (Gisement d'Ankarabo, feuille VW. 44). Chromite xénomorphe, gangue (en blanc) constituée d'amphibole et de talc.*
3. — *Lame Y. 3 047 — L. N. X 20. — Chromitite. (Mine de Ranomena, feuille V. 45). Chromite automorphe très maclée, gangue (en blanc) constituée d'enstatite.*
4. — *Lame Y. 3 040 b — L. P. X 20. — Saxonite (Mine de Ranomena, feuille V. 45). Olivine, enstatite, calcite à l'extinction.*
5. — *Lame Y. 3 049 — L. P. X 20. — Wehrlite à hornblende de néoformation (Mine de Ranomena, feuille V. 45). Diallage, olivine serpentinisée (à l'extinction, en haut à gauche), hornblende (au centre), chromite.*

1



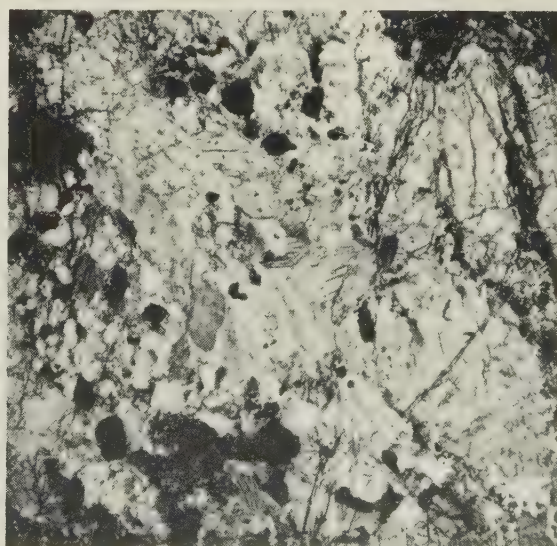
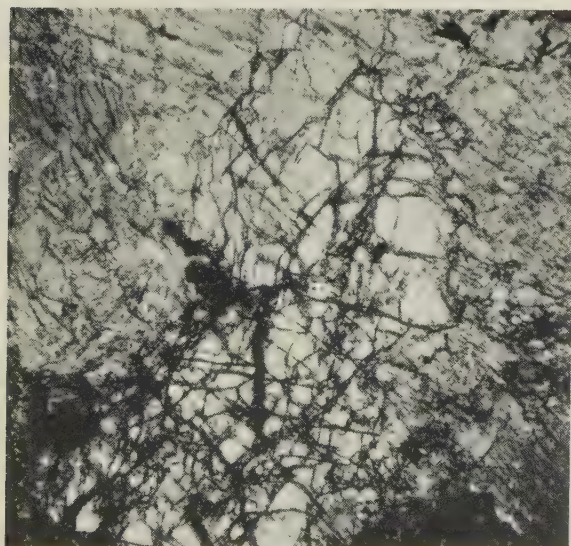
2

3



4

5



RÉPERTOIRE DES TABLEAUX

N°	Pages
I. — Analyses chimiques et paramètres des amphibolopyroxénites	44
II. — Analyses chimiques des roches basiques.....	56
III. — Compositions minéralogiques virtuelles et paramètres C.I.P.W. des gabbros	59
IV. — Cations de la « Standard cell » et paramètres de Niggli des roches basiques	63
V. — Teneurs en titane en fonction des teneurs en fer total.....	66
VI. — Analyses chimiques et paramètres C.I.P.W. des roches ultra- basiques peu modifiées.....	78
VII. — Analyses chimiques des roches ultrabasiques transformées.....	79
VIII. — Paramètres de Niggli et comparaison de volumes égaux pour les roches ultrabasiques peu modifiées	82
IX. — Paramètres de Niggli et comparaison de volumes égaux pour les roches ultrabasiques transformées.....	83
X. — Teneurs en nickel de quelques roches ultrabasiques	89-90
XI. — Analyses de chromites.	98
XII. — Analyses de chromites.	99
XIII. — Ages de la série de la Rianila et de son cadre géologique.....	108

RÉPERTOIRE DES PLANCHES HORS-TEXTE

FIGURES

N°	Pages
1. — Situation des zones levées	115
2. — Esquisse géologique (Maroseranana).....	116
3. — Carte des indices miniers (Maroseranana)	117
4. — Esquisse géologique (Antanamalaza-Foulpointe)	118
5. — Zonéographie (Antanamalaza-Foulpointe).....	119
6. — Carte des indices miniers (Antanamalaza-Foulpointe).....	120
7. — Carte géologique de la région de Tamatave.....	121
8. — Coupes géologiques dans la région de Tamatave	122
9. — Diagrammes A.C.F. : roches basiques et ultra-basiques de la région de Tamatave ; ortho-amphibolites de la région de Maroseranana.....	123
10. — Diagrammes A.C.F. : pyroxénites de la série d'Ambodiriana et du groupe du Manampotsy	124
11. — Courbes des teneurs en TiO_2 dans les roches basiques et ultrabasiques des régions Manakara-Tamatave	125
12. — Migrations des cations de la « standard cell » en fonction du type de métamorphisme qui affecte les roches basiques de la série de la Rianila.....	126
13. — Migrations des cations de la « standard cell » en fonction du type de métamorphisme qui affecte les roches basiques de la série de la Rianila.....	127
14. — Diagramme triangulaire des paramètres de Niggli des roches ultrabasiques de la région d'Ambodiriana	128
15. — Variations de quelques cations dans des volumes égaux de roches ultrabasiques..	129
16. — Variations de la concentration atomique dans les roches ultrabasiques.....	130
17. — Plans de gisements de chromite (Ranomena, Ankarabo, Ambalatenina et Andro-ranganola)	131
18. — Représentation graphique des paramètres définissant la valeur métallurgique des chromites de la région de Tamatave et de la région d'Andriamena.....	132

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

19. — Gisement des schistes cristallins et des gabbros anciens (Maroseranana).....	135
20. — Pétrographie des schistes cristallins et des gabbros anciens (Maroseranana)....	137
21. — Pétrographie des gabbros anciens (Maroseranana).....	139
22. — Pétrographie de la série d'Ambodiriana.....	141
23. — Pétrographie des roches ultrabasiques (Antanamalaza-Foulpointe).....	143
24. — Pétrographie des roches ultrabasiques (Antanamalaza-Foulpointe).....	145

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
SOMMAIRE	5
AVANT-PROPOS	7
RÉSUMÉ	9
INTRODUCTION	11

PREMIÈRE PARTIE

LA SÉRIE DE LA RIANILA ET SON CADRE GÉOLOGIQUE

CHAPITRE PREMIER

DÉFINITION DE LA SÉRIE DE LA RIANILA

A. — LES GRANDS ENSEMBLES DE LA RÉGION DE TAMATAVE	15
a) <i>Le groupe de Beforona</i>	15
b) <i>Le groupe du Manampotsy.</i>	15
c) <i>La série d'Ambodiriana</i>	15
d) <i>Les migmatites granitoïdes de Brickaville</i>	15
e) <i>Les roches éruptives basiques anciennes.</i>	16
f) <i>Les roches éruptives récentes.</i>	16
B. — SOLUTION A UN PROBLÈME STRATIGRAPHIQUE	16
C. — BUT DE CETTE ÉTUDE	16

CHAPITRE II

LA SÉRIE DE LA RIANILA ET SON CADRE GÉOLOGIQUE DANS LA RÉGION DE MAROSERANANA

A. — TRAVAUX ANTÉRIEURS.	17
B. — APERÇU GÉOGRAPHIQUE.	17
Orographie	17
Hydrographie	17
Végétation	18
Climatologie.	18
Démographie.....	18
Voies de communication	18
Ressources agricoles.....	18
Ressources minières	18

	Pages
1 ^o) Les grands ensembles géologiques	18
A. — LA SÉRIE DE LA RIANILA.....	18
1. — MODE DE GISEMENT DES ROCHES BASIQUES.	18
a) <i>Le massif de l'Andriantantely</i>	19
b) <i>Le massif de l'Ankera</i>	19
c) <i>Autres affleurements de gabbros anciens</i>	19
2. — MODE DE GISEMENT DES ROCHES ULTRABASIQUES.....	19
B. — LE GROUPE DE BEFORONA	20
1. — PÉTROGRAPHIE DES ECTINITES.	20
Gneiss à amphibole.....	20
Gneiss micacés	21
Micaschistes à deux micas.	21
Quartzites micacés	21
Quartzites à amphibole et magnétite.....	21
Amphibolites.	22
Amphibolites à scapolite.....	22
Amphibolopyroxénites	22
Epidotites.....	23
2. — PÉTROGRAPHIE DES MIGMATITES	23
Migmatites rubanées.....	23
Granites migmatitiques.....	23
3. — CARACTÈRES GÉOCHIMIQUES.	23
4. — ZONÉOGRAPHIE	23
a) <i>Zonéographie de J. Jung et M. Roques</i>	24
b) <i>Mineral facies</i>	24
Gneiss.	24
Quartzites à cummingtonite.....	24
Amphibolites.	24
Amphibolopyroxénites	24
c) <i>Correspondance entre les deux zonéographies</i>	24
d) <i>Conclusion</i>	24
C. — LE GROUPE DU MANAMPOTSY	25
1. — PÉTROGRAPHIE DES ECTINITES.	25
Gneiss.	25
Micaschistes	25
Quartzites.....	25
Pyroxénites	25
Amphibolites.	26
2. — PÉTROGRAPHIE DES MIGMATITES	26
3. — CARACTÈRES GÉOCHIMIQUES.	26
4. — ZONÉOGRAPHIE	26
a) <i>Zonéographie de J. Jung et M. Roques</i>	26
b) <i>Mineral facies</i>	26
Pyroxénites	26
c) <i>Correspondance des deux zonéographies</i>	27
d) <i>Conclusion</i>	27

	Pages
D. — LES MIGMATITES GRANITOIDES DE BRICKAVILLE.....	27
1. — PÉTROGRAPHIE.....	27
2. — ZONÉOGRAPHIE	28
E. — LES MIGMATITES GRANITOIDES DU ZANAHARIBE.....	28
F. — LES ROCHES ÉRUPTIVES RÉCENTES.....	28
2^o) Tectonique.....	29
a) <i>Tectonique souple</i>	29
b) <i>Tectonique cassante ancienne</i>	29
c) <i>Tectonique cassante récente</i>	29
3^o Ressources minérales	29
1. — LES PEGMATITES ET LEUR MINÉRALISATION	29
2. — L'OR	30
La mine de Marovato	30
L'or alluvionnaire	30
3. — LE GRAPHITE	30
Gisement d'Ambatovy	30
Gisement d'Ambakoana.....	30
4. — LA CHROMITE	30
5. — LE QUARTZ	31
6. — SOURCES THERMALES	31

CHAPITRE III

LA SÉRIE DE LA RIANILA ET SON CADRE GÉOLOGIQUE DANS LA RÉGION ANTANAMALAZA-FOULPOINTE

A. — TRAVAUX ANTÉRIEURS	33
B. — APERÇU GÉOGRAPHIQUE	33
Orographie	33
Hydrographie	34
Climatologie.....	34
Démographie.....	34
Voies de communication	34
Ressources agricoles.....	34
Ressources minières	34
1^o) Les grands ensembles géologiques.....	34
A. — LA SÉRIE DE LA RIANILA.....	35
1. — MODE DE GISEMENT DU MASSIF ULTRABASIQUE DE RANOMENA	35
2. — MODE DE GISEMENT DU MASSIF ULTRABASIQUE D'ANKARABO	35
3. — MODE DE GISEMENT DES AUTRES MASSIFS DE ROCHES ULTRABASIQUES	36
4. — RÉPARTITION DES MASSIFS.....	36
Alignement Ranomena-Ranolalina	36
Alignement de l'Ivoloina	36
Alignement de l'anticlinal de Foulpointe.....	36

	Pages
Alignement de l'Onibe.	36
Conclusion	37
B. — LA SÉRIE D'AMBODIRIANA	37
1. — EXTENSION DE LA SÉRIE D'AMBODIRIANA	37
2. — APERÇU SUR LES CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES DE LA SÉRIE D'AMBODIRIANA	37
3. — PÉTROGRAPHIE DES MIGMATITES	37
4. — PÉTROGRAPHIE DES ECTINITES.	38
a) <i>Amphibolopyroxénites</i>	38
Amphibolopyroxénites à diallage	38
Amphibolopyroxénites à diallage de Ranomena	39
Amphibolopyroxénites à hypersthène.	39
b) <i>Amphibolites</i>	40
Amphibolites à grenat.	40
Amphibolites quartziques	40
Amphibolites banales	40
c) <i>Quartzites</i>	40
Quartzites à hornblende.	40
Quartzites à cummingtonite.	40
Quartzites à grenat.	40
Quartzites à sillimanite	40
Quartzites à fuchsite	40
Quartzites à magnétite.	40
Quartzites à facies itacolumite.	40
d) <i>Grenatites</i>	41
e) <i>Gneiss</i>	41
Gneiss à deux micas	41
Gneiss à biotite.	41
Gneiss à amphibole.	41
f) <i>Micaschistes</i>	41
g) <i>Epidotites</i>	42
5. — CARACTÈRES GÉOCHIMIQUES.	42
6. — ZONÉOGRAPHIE	42
a) <i>Zonéographie de J. Jung et M. Roques</i>	42
b) <i>Mineral facies</i>	43
Pyroxénoamphibolites à diallage.	43
Pyroxénites à hypersthène	43
Amphibolites.	43
Quartzites.	43
c) <i>Correspondance des deux zonéographies</i>	43
d) <i>Conclusion</i>	43
C. — LE GROUPE DU MANAMPOTSY	43
D. — LES ROCHES ÉRUPTIVES RÉCENTES.	45
a) <i>Microgranites</i>	45
b) <i>Dolérites et basaltes</i>	45

	Pages
E. — LES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES.....	45
a) <i>Sédiments crétacés</i>	45
b) <i>Sables côtiers</i>	45
c) <i>Alluvions</i>	45
2°) Tectonique.....	46
a) <i>Tectonique souple</i>	46
b) <i>Tectonique cassante</i>	46
3°) Ressources minérales.....	46
1. — LE TITANE.....	46
2. — LE CORINDON	47
3. — LE QUARTZ	47
4. — AUTRES INDICES.....	47
5. — SOURCES THERMALES	47

DEUXIÈME PARTIE

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET CHIMIQUE DE LA SÉRIE DE LA RIANILA

CHAPITRE IV

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ROCHES BASIQUES

A. — ÉTUDE MICROGRAPHIQUE	52
1. — NORITES PEU TRANSFORMÉES	52
2. — WEBSTÉRITES.....	52
3. — DOLÉRITES A STRUCTURE CONSERVÉE	52
4. — GABBROS A OLIVINE EN VOIE DE TRANSFORMATION	52
5. — ORTHOPYROXÉNITES	53
6. — ORTHOAMPHIBOLITES	53
7. — CHARNOKITISATION	54
B. — ZONÉOGRAPHIE	54
1. — DÉTERMINATION DU MÉTAMORPHISME SUBI PAR LES GABBROS.....	54
2. — RAPPORTS ZONÉOGRAPHIQUES ENTRE LES ROCHES DE LA SÉRIE DE LA RIANILA ET LEUR CADRE GÉOLOGIQUE.....	55
C. — CONCLUSION A L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ROCHES BASIQUES DE LA SÉRIE DE LA RIANILA.....	55

CHAPITRE V

ÉTUDE CHIMIQUE DES ROCHES BASIQUES ET DE LEURS TRANSFORMATIONS

A. — DISCUSSION SUR LA RIGUEUR DES CALCULS PÉTROGRAPHIQUES EMPLOYÉS	57
1. — CHOIX DES ÉCHANTILLONS.....	57
2. — PRÉSENTATION DES ANALYSES.....	58

	Pages
3. — CHOIX DES HYPOTHÈSES	58
4. — CHOIX DU MODE DE CALCUL.	58
Calcul de A. Poldewaaart	58
Calcul de T.F.W. Barth	58
Calcul faisant intervenir le poids spécifique de la roche.	60
B. — PARAMÈTRES C.I.P.W.	60
Conclusion	61
C. — PARAMÈTRES DE NIGGLI	61
1. — ROCHES ÉRUPTIVES	61
2. — ORTHOAMPHIBOLITES ET CHARNOKITES.	61
D. — COMPARAISON DES STANDARD-CELLS	62
1. — EXPOSÉ DES RÉSULTATS	62
a) <i>Interprétation des graphiques de la planche 12</i>	62
b) <i>Interprétation des graphiques de la planche 13.</i>	62
c) <i>Conclusion.</i>	64
2. — VÉRIFICATION DE LA MÉTHODE DE LA STANDARD-CELL	64
E. — COMPORTEMENT DU TITANE.....	65
F. — CONCLUSION A L'ÉTUDE DES ROCHES BASIQUES	67

CHAPITRE VI

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ROCHES ULTRABASIQUES

A. — ÉTUDE MICROGRAPHIQUE DES ROCHES ULTRABASIQUES PEU MODIFIÉES (RÉSIDUELLES).	69
1. — PYROXÉNOLITES	69
2. — SAXONITES.....	70
3. — HARZBURGITES.	70
4. — LHERZOLITES.....	71
5. — WEHRLITES	71
6. — CONCLUSION	71
B. — ÉTUDE MICROGRAPHIQUE DES ROCHES ULTRABASIQUES TRANSFORMÉES.....	72
1. — ANTHOPHYLLITES	72
2. — ANTHOPHYLLITO-TRÉMOLITITES.....	72
3. — TRÉMOLITITES.....	72
4. — HORNBLENDITES.....	73
5. — SOAPSTONES	74
6. — SERPENTINES	74
C. — ZONÉOGRAPHIE	75
D. — CONCLUSION A L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE.....	75

CHAPITRE VII

ÉTUDE CHIMIQUE DES ROCHES ULTRABASIQUES ET DE LEURS TRANSFORMATIONS

	Pages
A. — PARAMÈTRES C.I.P.W.	77
B. — PARAMÈTRES DE NIGGLI.	81
Résultats obtenus	81
C. — COMPARAISONS DE VOLUMES ÉGAUX DE ROCHE	84
1. — CALCULS PÉTROGRAPHIQUES A VOLUME CONSTANT	84
Marche du calcul	84
2. — RÉSULTATS	86
a) <i>Bilan des échanges de cations</i>	86
Transformation en anthophyllitites	86
Transformation en amphibolites chloriteuses.	86
Transformation en chloritoschistes à amphibole.....	87
Transformation en soapstones chloriteux.	87
Serpentinisation	87
Transformation endomorphique en wehrlites.	87
b) <i>Rôle de l'eau</i>	87
D. — COMPORTEMENT DU NICKEL AU COURS DU MÉTAMORPHISME.....	90
E. — CONCLUSION A L'ÉTUDE DES ROCHES ULTRABASIQUES.....	90

CHAPITRE VIII

LA MINÉRALISATION CHROMIFÈRE DES ROCHES ULTRABASIQUES

A. — DESCRIPTION DES INDICES ET DES GISEMENTS DE CHROMITE.....	93
1. — AU NORD DE TAMATAVE	93
Gisement de Ranomena.	94
Gisement d'Ankarabo.....	94
Indices d'Ambalatenina.	94
Indices d'Anapisaka	94
Indices d'Androrangavolo.	94
Indices de Ranomena-Betampona et Marofatana.....	94
Indices de Ranolalina.....	95
Indices de Sarongololona.	95
Mode de répartition des gisements minéralisés en chromite	95
2. — RÉGION DE MAROSERANANA.....	95
B. — ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES CHROMITITES.....	96
1. — CARACTÈRES MORPHOLOGIQUES	96
2. — ÉTUDE MICROGRAPHIQUE	96
a) <i>Le minéral de chrome de Ranomena</i>	96
b) <i>Le minéral de chrome d'Ankarabo</i>	96
3. — ÉTUDE MINÉRALOGIQUE	96
C. — CARACTÈRES CHIMIQUES DES CHROMITES.....	97
1. — COMPARAISON DES ANALYSES.	97

	Pages
2. — VALEUR ÉCONOMIQUE DES CHROMITITES DE LA RÉGION DE TAMATAVE. . . .	100
Chromites métallurgiques	100
Chromites à usage chimique.	100
Chromites à usage réfractaire.	100
D. — CONCLUSION A L'ÉTUDE DE LA MINÉRALISATION CHROMIFÈRE . . .	100

CHAPITRE IX

CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES ET GÉOCHRONOLOGIE

A. — PARALLÈLE ENTRE LA SÉRIE DE LA RIANILA ET LA SÉRIE D'ANDRIAMENA	101
B. — CARTOGRAPHIE GÉNÉRALISÉE DE LA RÉGION DE TAMATAVE . . .	102
C. — ÉTUDE DE QUELQUES COUPES	103
a) <i>Coupe de l'Onibe</i>	103
b) <i>Coupe Nord-Sud de la Saranindona à la Fasandiana</i>	104
c) <i>Coupe Est-Ouest suivant X = 831,5</i>	104
d) <i>Coupe de la route de Tamatave</i>	104
1. — SUCCESSIONS STRATIGRAPHIQUES	105
2. — POSITION STRATIGRAPHIQUE DE LA SÉRIE D'AMBODIRIANA	105
Première hypothèse	105
Deuxième hypothèse	106
D. — GÉOCHRONOLOGIE.	106
CONCLUSION GÉNÉRALE	109
BIBLIOGRAPHIE	111
PLANCHES HORS-TEXTE :	
FIGURES	113
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.	133
RÉPERTOIRE DES TABLEAUX	147
RÉPERTOIRE DES PLANCHES HORS-TEXTE	148

DEUXIÈME THÈSE

Proposition donnée par la Faculté

LE COMPLEXE GABBRO-SYÉNITIQUE DE L'IHARANDAHY
ET SON CADRE GÉOLOGIQUE
DANS LA RÉGION DE MANAKARA A MADAGASCAR

VU ET APPROUVÉ :

Clermont-Fd, le 5 août 1960.

Le Doyen :

R. TRUFFAULT.

VU ET PERMIS D'IMPRIMER :

Clermont-Fd, le 19 août 1960.

Le Recteur de l'Académie de Clermont

PIERRE LOUIS.

